

**UNTERSUCHUNGEN AM WESTABBRUCH DER BÖHMISCHEN EINHEIT
IM OBERFRÄNKISCH-OBERPFÄLZISCHEN BRUCHSCHOLLENLAND
MIT HILFE DER GRAVIMETRIE**

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Hans Klaus Fuchs

Juli 1979



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551927_0096

**UNTERSUCHUNGEN AM WESTABBRUCH DER BÖHMISCHEN EINHEIT
IM OBERFRÄNKISCH-OBERPFÄLZISCHEN BRUCHSCHOLLENLAND
MIT HILFE DER GRAVIMETRIE**

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Hans Klaus Fuchs

Juli 1979



1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel
 2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister
- Tag der mündlichen Prüfung: 21. November 1979

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	3
2. Geologie	5
2.1. Allgemeiner geologischer Überblick	5
2.2. Das Ostbayerische Bruchschollenland	8
2.3. Das Alte Gebirge NE-Bayerns	12
2.4. Tektonische Betrachtungen im Untersuchungsgebiet	15
3. Geophysikalische Untersuchungen	20
3.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung	20
3.2. Bisherige geophysikalische Ergebnisse im Untersuchungsgebiet	20
3.2.1. Seismik	20
3.2.2. Magnetik	21
3.2.3. Gravimetrie	21
3.3. Die geophysikalischen Messungen	25
3.3.1. Die Meßprofile	25
3.3.2. Durchführung der Messungen	25
3.3.3. Bestimmung von Gesteinsdichten	28
3.4. Auswertung der Messungen	33
3.4.1. Ermittlung der Schwere-Anomalien	33
3.4.2. Ermittlung der Anomalien des Erdmagnet- feldes	39
3.4.3. Bearbeitung und Darstellung der Meßer- gebnisse	39
3.5. Interpretation der Anomalien durch Störkörper -Modelle	41
3.6. Fehlerbetrachtungen	43
4. Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen	46
4.1. Profil Weiden	46
4.1.1. Beschreibung des Profilverlaufs	46
4.1.2. Beschreibung der Anomalien	48
4.1.3. Diskussion der Störkörper-Modelle	49

	Seite
4.2. Profil Holzhammer	58
4.2.1. Beschreibung des Profilverlaufs	58
4.2.2. Beschreibung der Anomalien	60
4.2.3. Diskussion des Störkörper-Modells	61
4.3. Profil Altenparkstein	67
4.3.1. Beschreibung des Profilverlaufs	67
4.3.2. Beschreibung der Anomalien	68
4.3.3. Diskussion der Störkörper-Modelle	69
4.4. Profil Guttenberg	78
4.4.1. Beschreibung des Profilverlaufs	78
4.4.2. Beschreibung der Anomalien	79
4.4.3. Diskussion des Störkörper-Modells	80
4.5. Profil Muckenreuth	86
4.5.1. Beschreibung des Profilverlaufs	86
4.5.2. Beschreibung der Anomalien	87
4.5.3. Diskussion des Störkörper-Modells	88
4.6. Profil Wirsberg	94
4.6.1. Beschreibung des Profilverlaufs	94
4.6.2. Beschreibung der Anomalien	96
4.6.3. Diskussion des Störkörper-Modells	98
5. Zusammenfassung	106
Literaturverzeichnis	110
Danksagung	114
Lebenslauf	115
Anhang (nicht zur Veröffentlichung vorgesehen)	

1. Einleitung

Bei der geologischen Beschreibung Bayerns kann zunächst als ein wesentliches Element der Anteil an der Böhmisches Masse im Osten genannt werden. Hier steht das Grundgebirge mit kristallinen Gesteinen und gefalteten paläozoischen Schichten zu Tage an. Im Westen lagern sich diesem "Alten Gebirge" Bayerns zwei weitere geologische Einheiten vor, nämlich der Alpenbereich und das Schwäbisch-Fränkische Stufenland (Abb. 1). Als Alpines Bayern kann im wesentlichen die Region südlich der Donau angesprochen werden, also die Molasse und der nördliche Randbereich der Ostalpen. Daran schließt sich im Norden das Schwäbisch-Fränkische Stufenland an, in dem Trias- und Juraablagerungen vorherrschen.

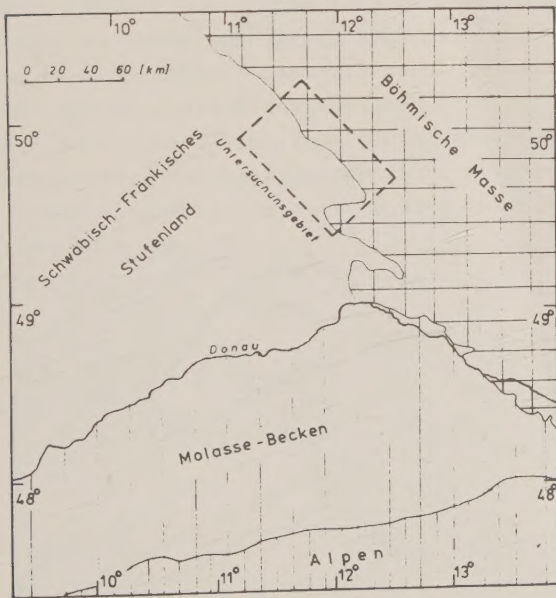


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebiets

Die Grenze zwischen der Böhmischen Masse und dem westlichen sedimentären Vorland ist vorwiegend tektonisch ausgebildet, und zwar meist in Form von Bruchstörungen. Da zu erwarten ist, daß sich diese Störungen in geophysikalischen Anomalien widerspiegeln, wird in dieser Arbeit der Grenzbereich zwischen der Böhmischen Masse und dem Schwäbisch-Fränkischen Stufenland im sogenannten "Ostbayerischen Bruchschollenland" vor allem mit Hilfe gravimetrischer Methoden untersucht.

2. Geologie

2.1. Allgemeiner geologischer Überblick

Die bisher älteste in Mitteleuropa nachgewiesene Orogenese ist die assyntische Gebirgsbildung, die in das Ende des Jungproterozoikums eingeordnet wird. Sie ist vor allem im Kern der Böhmisches Masse durch starke Faltung und Diskordanzen erkennbar.

Die nächstfolgende große Gebirgsbildung war die kaledonische; sie wird allgemein in den Zeitraum Ordovizium bis Devon gestellt.

Bedeutsamer für den geologischen Aufbau Mitteleuropas, insbesondere auch des betrachteten Untersuchungsgebiets, war schließlich die variscische Tektonogenese. Sie setzte an der Wende Devon/Karbon ein (bretonische Phase), hatte Ende Unterkarbon, Anfang Oberkarbon ihre Hauptfaltungsphase (sudetische Phase) und klang dann allmählich bis zum Ende des Paläozoikums aus. Nach F. KOSSMAT läßt sich das variscische Gebirge aufgrund seiner regionalgeologischen Bautypen von Norden nach Süden in folgende Großzonen einteilen: Westfälische Zone (Subvariszikum), Rhenoharzynische Zone, Saxothuringische Zone, Moldanubische Zone, Moravische Zone, Sedimentäre Südzone (siehe auch Abb. 2).

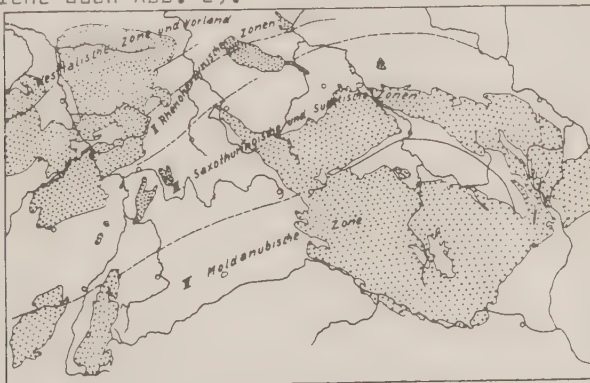


Abb. 2: Bau des Variscischen Gebirges in Mitteleuropa
(aus Geologie von Mitteleuropa, Dorn, 1960)

Im Oberkarbon und Rotliegenden fand im variscischen Gebiet Mitteleuropas eine Aufgliederung in mehrere Schwellen und Tröge statt, die nahezu parallel zueinander mit SW-NE-Streichen lagen (Abb. 3).

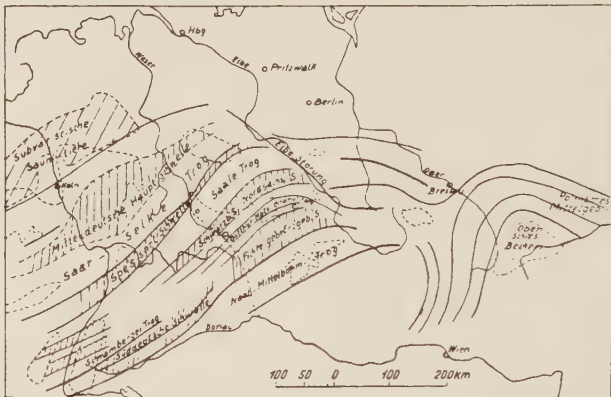


Abb. 3: Schwellen und Tröge in Mitteleuropa gegen Ende des Paläozoikums (aus Geologie von Mitteleuropa, Dorn, 1960)



Abb. 4: Die jungpaläozoischen Sammelbecken (nach B. v. Freyberg, 1969)

Bereits während der variscischen Gebirgsbildung und danach kam es zu tiefgründiger Verwitterung, so daß große Teile des Gebirges im Rotliegenden von grobkörnigem Abtragungsschutt bedeckt wurden; vor allem die zwischen den Schwellengebieten liegenden Tröge waren mit Sedimenten ausgefüllt, die stellenweise Mächtigkeiten von mehreren Tausend Metern erreichten (Abb. 4). Im Zechstein und dem anschließenden Mesozoikum bildeten sich aufgrund epirogener Vorgänge einzelne Hebungsgebiete heraus (z. B. im Raum des heutigen Rheinischen Schiefergebirges und der Böhmisches Masse), die von den eindringenden Meeren nur randlich überflutet wurden, während sich andere Teile des paläozoischen Gebirges fast durchwegs absenkten (unter anderem im Gebiet des heutigen Süddeutschen Schichtstufenlandes und der Hessischen Senke); dort kamen mächtige Sedimentschichten zur Ablagerung.

Während im Mesozoikum und Tertiär im Tethysbereich Süddeutschlands die alpidische Gebirgsbildung erfolgte, wurde zur gleichen Zeit der mittel- und norddeutsche Raum in die saxonische Gebirgsbildung miteinbezogen. Hier zerlegte germanotype Tektonogenese (Schollen- und Bruchfaltenbau) das variscische Gebirge in einzelne Schollen und Blöcke, die teils angehoben, teils abgesenkt und auch gekippt wurden. Das heutige tektonische und morphologische Bild Deutschlands wurde größtenteils durch die alpidische und die saxonische Gebirgsbildung geprägt. Die paläogeographische Entwicklung des süddeutschen Raumes wird im folgenden seit dem ausklingenden Paläozoikum skizziert: In Südeuropa bildete sich seit dem Altpaläozoikum das Geosynklinalmeer der Tethys aus. Im Oberkarbon war der größte Teil Mitteleuropas Festland. Im Zechstein begann der Raum westlich der heutigen Böhmisches Masse abzusinken. Das Meer konnte aus dem Norden bis etwa zur Linie Coburg-Nürnberg-Stuttgart vordringen; die Böhmisches Masse wurde dabei nur an einigen Stellen randlich überflutet. Zu Beginn der Trias bestand eine sedimentfreie Schwelle, gebildet durch die Böhmisches Masse und dem südwestlich anschließenden Vindelizischen Rücken; sie trennte das Tethysmeer von dem nördlicheren Germanischen Triasbecken. Eine erneute große Trans-

gression des Meeres aus dem Norden fand während der Muschelkalkzeit statt. Während des Keupers verlandete das Meer zusehends; es blieb nur ein Flachwassergebiet zurück, so daß im süddeutschen Raum teils marin-brakische, teils festländische Sedimentationsbedingungen herrschten. Im Jura ergriff das Meer nochmals Besitz vom betrachteten Gebiet, wobei allerdings die heutige Böhmisches Masse bis auf Randgebiete wiederum Festland blieb. Im außeralpinen Süddeutschland begann mit der Kreide endgültig eine Festlandszeit, die nur während der Oberkreide nochmals durch kleinere Meeresvorstöße aus dem Südosten unterbrochen wurde.

2.2. Das Ostbayerische Bruchschollenland

Zwischen der Frankenalb mit seinen jurassischen Ablagerungen im Westen und dem Alten Gebirge NE-Bayerns liegt das Ostbayerische (Oberfränkisch-Oberpfälzische) Bruchschollenland (Abb. 5); es wird vorwiegend aus Schichten von Trias und Perm aufgebaut. Seinen Namen erhält das Gebiet von den durch steil-herzynisch (NNW-SSE) streichenden Störungen zerlegten Schollen, die von Westen nach Osten zum Alten Gebirge treppenstufenartig angehoben wurden. Im Süden wird zum Bruchschollenland noch das Bodenwöhrer Becken gezählt; es stellt eine halbgrabenförmig eingebrochene Scholle mit herzynischem (NW-SE) Streichen zwischen dem Bayerischen Wald im SW und dem Naabgebirge im NE dar. Seine mehrere hundert Meter mächtige Sedimentfüllung reicht von terrestrischem Zechstein bis zur Oberkreide, wobei eine Schichtlücke vom Malm bis einschließlich Unterkreide vorliegt. Die Sedimente der Oberkreide stellen im größten Teil des Beckens das Anstehende dar.

Nördlich des Naabgebirges befindet sich das Rotliegend-Becken von Weiden. Da das Zechstein-Meer nach Osten nicht weiter als zur Linie Nürnberg-Kulmbach reichte, sind die Sedimente des Perms im gesamten betrachteten Untersuchungsgebiet im Gesteinscharakter des Rotliegenden abgelagert: zu unterst Steinkohle (bei Erbdorf, siehe H. de Terra, 1925), darüber Fanglomerate, Konglomerate, Arkosen, Sandsteine, Tone (siehe auch R. v. Koenigswald, 1929), alles festländische

Sedimente, die sich aus dem Ablagerungsschutt des umgebenden anstehenden kristallinen Grundgebirges bildeten. Bohrungen bei Weiden haben in 1400 m Teufe noch nicht das liegende Kristallin erreicht (s. L. v. Ammon, O. M. Reis, 1927). Das Weidener Rotliegend-Becken war Bestandteil des ehemaligen Naabtrog (Abb. 3, Abb. 4), der über das heutige anstehende Grundgebirge hinweg mit seiner SW-NE Erstreckung in Verbindung mit einer nordböhmischen Senke gestanden sein soll (W. Simon, 1967). Die Schichten des Rotliegenden werden an den meisten Stellen von Sedimenten der Permotrias (= Zechstein + Unterer Buntsandstein) überlagert, die noch starke Anklänge an das Oberrotliegende zeigen. Diese Perm-Sedimente stehen im Untersuchungsgebiet darüberhinaus noch bei Schmidgaden und Erben-dorf (beides Einbruchsbecken im anstehenden Grundgebirge), im Raum Goldkronach-Weidenberg und bei Wirsberg an (Abb. 6). Nordwestwärts gegen Grafenwöhr hin werden die Schichten des Rotliegenden bzw. der Permotrias von den Sedimenten des Buntsandsteins überlagert. Zwischen den Permotriassischen Grenz-schichten und den Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins ist eine Schichtlücke vorhanden, so daß die Grenze dazwischen überall scharf ausgebildet ist; dagegen bereitet eine ein-deutige zeitliche Einordnung der Schichten vom Oberrotliegen-den bis zum Unteren Buntsandstein den Geologen Schwierig-keiten (siehe auch H. Steinlein, 1953). Im Buntsandstein wurden vorwiegend sandige bis konglomeratische, terrestre Sedimente abgelagert.

Der Muschelkalk ist bis Bayreuth noch typisch marin, be-kommt dann aber nach Südosten mehr und mehr sandige Anteile, so daß er bei Eschenbach zwar noch über 100 m Mächtigkeit besitzt, aber in festländischer Ausbildung vorliegt. Die Keuper-Sedimente treten in tonig-sandiger Wechsellagerung auf, bekommen aber ab Bayreuth nach Südosten ebenfalls zu-nehmend mehr Sandgehalt.

Die Jura-Gesteine, die im Westen des Bruchschollenlandes auf der Frankenalb anstehen, sind Flachmeerablagerungen mit den dunklen Tönen des Lias, den Sandsteinen und dem Opalinuston des Doggers und den Kalk- bis Mergelsteinlagen des Malm.

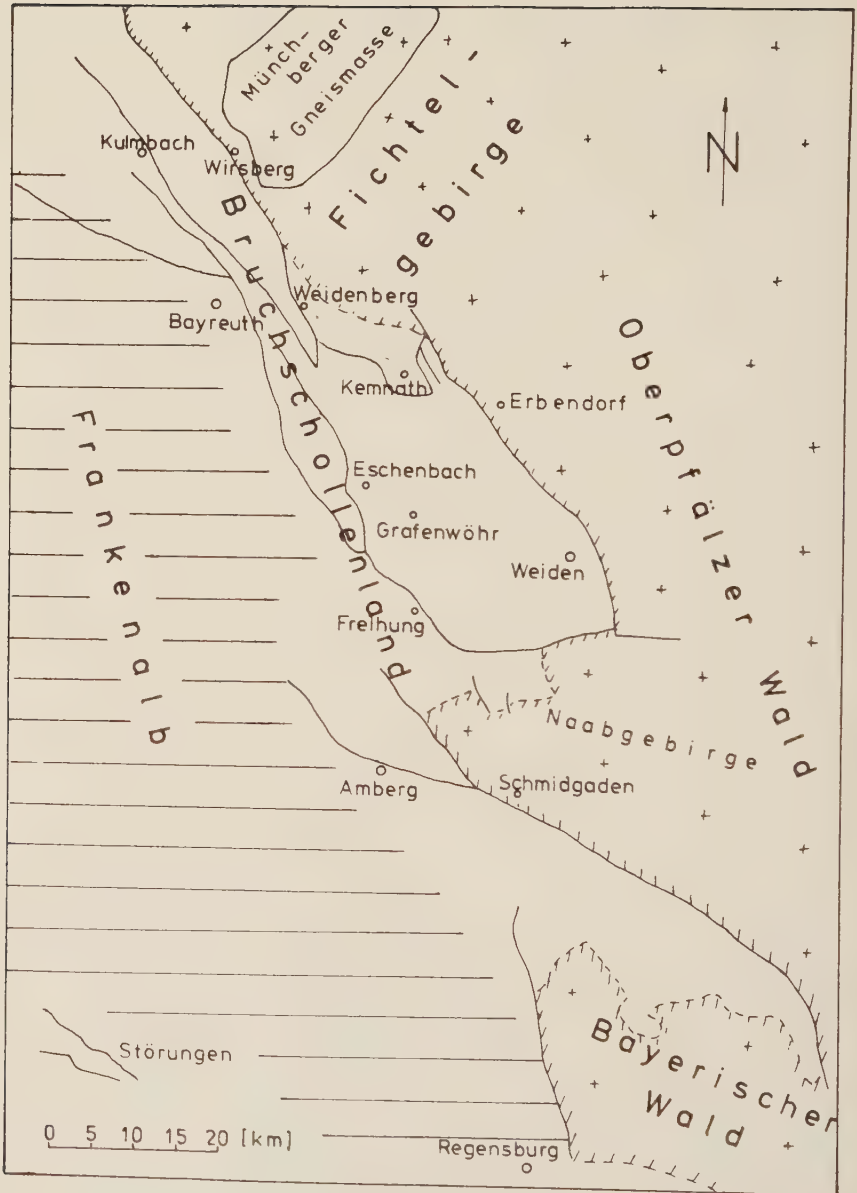


Abb. 5: Regionale Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets

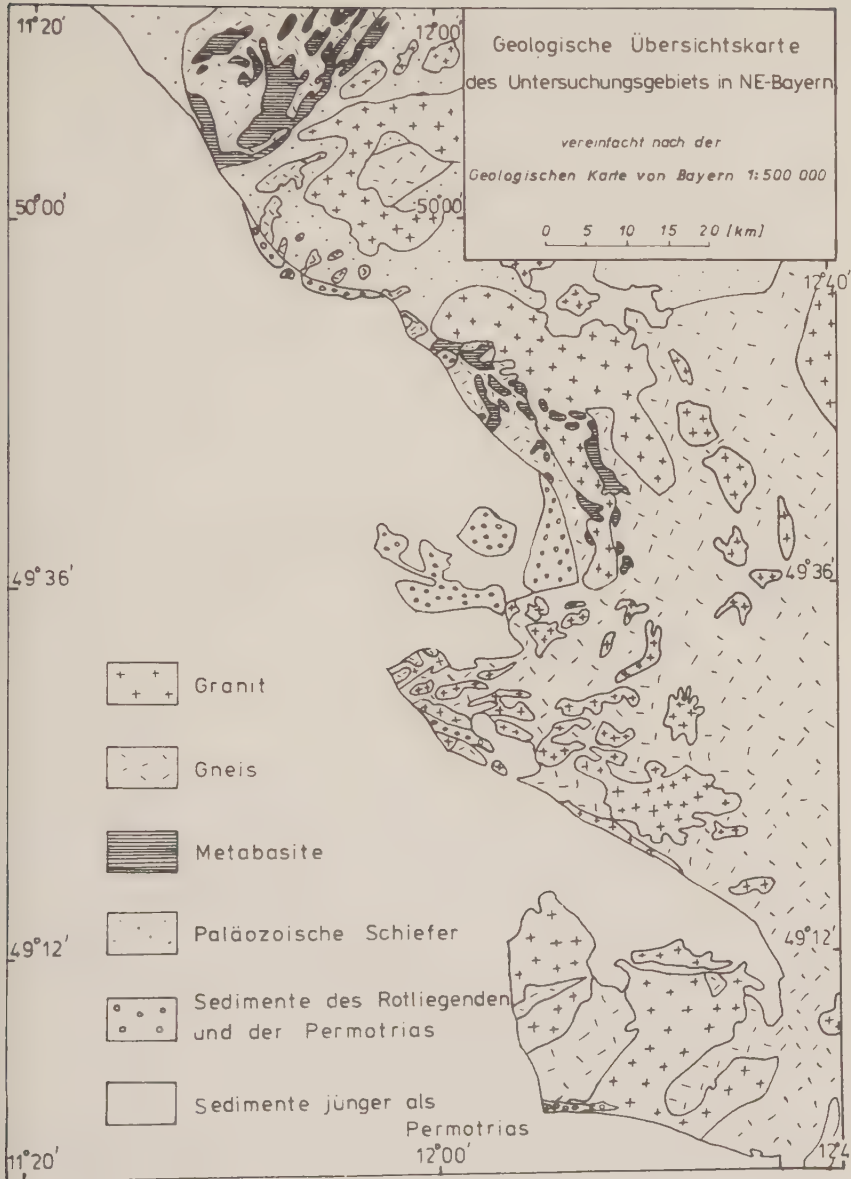


Abb. 6: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets

In der Oberkreide wurden im Untersuchungsgebiet überwiegend sandige Sedimente, meist von Flüssen und in Süßwasserbecken, abgelagert, in die sich südwärts in Richtung Regensburg zunehmend Flachmeer-Ablagerungen einschalten. Die Kreideinsel nördlich Weiden im Hessenreuther Forst besteht aus groben Geröllen, die von dem unmittelbar dahinter anstehenden Alten Gebirge stammen.

Im Jungtertiär ist im Bruchschollenland Basaltvulkanismus zu verzeichnen, als dessen Zeugen heute meist nur noch die Förderschloten übrig sind, während die vulkanischen Oberstockwerke abgetragen wurden (Rauher Kulm, Parkstein u. a.).

2.3. Das Alte Gebirge NE-Bayerns

Im Südosten und Osten wird das Ostbayerische Bruchschollenland durch das Alte Gebirge NE-Bayerns eingerahmt (Abb. 5 und Abb. 6). Im betrachteten Untersuchungsgebiet gehören zum Alten Gebirge der Oberpfälzer Wald, das Fichtelgebirge und die Münchberger Gneismasse.

Der Oberpfälzer Wald

Der südlichste Teil des Oberpfälzer Waldes, zu dem das Naabgebirge gehört, grenzt an das Bodenwöhrer Becken und etwa bei der Linie Cham - Furth an den Bayerischen Wald. Dieser Südteil gehört noch ganz zum Moldanubikum der Böhmisches Masse, während der nördliche Oberpfälzer Wald bereits in das Saxothuringikum einzuordnen ist (vergleiche auch Abb. 2). Die Grenze zwischen den beiden Zonen ist nicht eindeutig festzulegen; geologisch-petrographische Kartierungen und phasenpetrologische Analysen zeigten einen allmählichen kontinuierlichen metamorphen Übergang (Schreyer, W., 1965). A. WURM (1935) zieht die Grenze in der Höhe von Erbendorf (Erbendorfer Linie), dagegen G. Voll (1960) aufgrund unterschiedlicher Mineralverhältnisse und Beanspruchungspläne südlicher und zwar in der Verlängerung der Störung, die das Naabgebirge im Norden begrenzt (Luhe-Linie).

Wahrscheinlich stellen beide Zonen verschieden tief entblößte Stockwerke desgleichen Variscischen Gebirges dar, unterscheiden sich aber nicht mit Sicherheit bezüglich ihres Gebirgsalters. Besonders tief ist das gehobene Grundgebirge im Naabgebirge angeschnitten.

Die moldanubische Gesteinsgesellschaft des Oberpfälzer Waldes besteht überwiegend aus Gneisen (Cordierit-Sillimanit-Gneise), deren Ausgangsgesteine hauptsächlich dem Präkambrium (Oberproterozoikum) angehören; sie dürften bereits eine assyntische Verfaltung erfahren haben. Nach Norden folgt dann eine Zwischenzone mit orthogneisartigen Gesteinen und Amphiboliten und hierauf der Bereich der Glimmerschiefer und Phyllite des Saxothuringikums mit rein variscischer Verformung. Die letztgenannten Gesteine sind auf altpaläozoische, eventuell teils auch präkambrische Schichten zurückzuführen. Insgesamt nimmt also der Metamorphosezustand von Süden nach Norden ab. Einen großen Raum im Oberpfälzer Wald nehmen noch Granitmassive ein, die größtenteils während der variscischen Gebirgsbildung und zwar im Oberkarbon aufgedrungen sind. G. Stettner (1975) deutet sie teilweise, vor allem im moldanubischen Raum, als Mobilisate aus horizontal-planaren Scherzonen.

Das Fichtelgebirge

An den Oberpfälzer Wald schließt nördlich das Fichtelgebirge an. Die sattelförmige Aufwölbung entstand während der sudetischen Phase (Oberkarbon) der variscischen Gebirgsbildung; sie setzt sich nordostwärts im Erzgebirgssattel fort. Spätsudetisch drangen in die Aufwölbung Granite ein, die heute den Fichtelgebirgshauptstock darstellen. Westlich und südlich dieses Granitmassivs befinden sich epizonal metamorphisierte Sedimente und zwar meist in Gestalt von Phylliten; sie lassen sich stratigraphisch ins Kambrium und Ordovicium einordnen.

Die Münchberger Gneismasse

Die Münchberger Gneismasse, die mit ihrem metamorphen Rahmen nordwestlich an die Fichtelgebirgszone anschließt, wird durch Störungen gegen die umgebenden paläozoischen Schichten abgegrenzt. Im Gegensatz zu früheren Vorstellungen (u. a. F. E. Suess 1912; A. Wurm 1923-1928) von einer aus dem moldanubischen Raum überschobenen Decke wird heute der paraautochthone Charakter der Gneismasse kaum mehr angezweifelt (G. Stettner in Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1:500 000, 1964). Sie stellt nach G. STETTNER (1972) eine aus dem Bereich der Fichtelgebirgszone herausgehobene Keilscholle dar.

Hinsichtlich des stofflichen Aufbaus der Münchberger Gneismasse kann ganz grob eine Zweiteilung vorgenommen werden: Einer in ihrer stofflichen Zusammensetzung recht einheitlich beschaffenen Liegendserie (Muscovit-Biotit-Granat-Gneise bis Muscovit-Albit-Gneise) steht die Hangendserie gegenüber, die starken stofflichen Schwankungen unterworfen ist (Wechselagerung von hellen sauren Gneislagen und dunklen hornblendeführenden Gesteinen). Ebenso war in der hangenden Gesteinsserie die orogene Durchbewegung und die damit verbundene Metamorphose intensiver als in der liegenden.

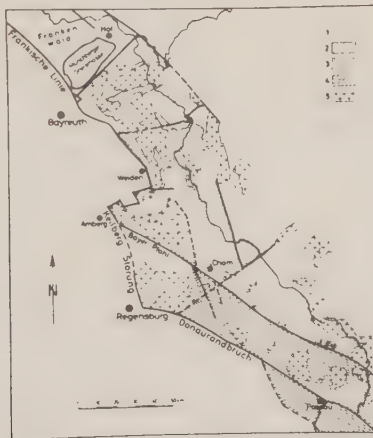
Durch Querzerlegung in einzelne Schollenstreifen, die unterschiedlicher Hebung und Senkung unterlagen, entstand das heutige Bild der Gneismasse: Im Südwesten, Westen, Nordwesten und Osten, sowie in der Münchberger Querzone stehen überwiegend Gesteine der Liegendserie an, während die hangende Gesteinsserie in den Räumen dazwischen vorherrscht.

Im Südwesten, Südosten und Nordosten umgeben Amphibolite, Epidotamphibolite, Prasinite, Serpentinite und Phyllite die Gneismasse. Sie sind von dieser wie auch von den umgebenden paläozoischen Schichten durch Störungen getrennt. Es handelt sich bei der Prasinit-Phyllit-Serie um eine metamorphe Weiterentwicklung von ordovicischen Schieferen mit eingelagerten Diabasen und Keratophyren; ähnlich können auch die Randamphibolite aus Diabasen und Diabastuffen abgeleitet werden. Die Gneismasse und ihr metamorpher Rahmen wird von den altpaläozoischen Schichten der sogenannten Bayerischen Fazies

(nach A. Wurm) umgeben. Diese Schichtfolge unterscheidet sich in fazieller Hinsicht stark von den gleichalterigen Ablagerungen der benachbarten Thüringischen Fazies des nördlich gelegenen Thüringischen Schiefergebirges und im Vorland des Fichtelgebirges. Die Unterschiede in der Gesteinsausbildung dürften auf andersgeartete Sedimentationsverhältnisse im Raum der Münchberger Gneismasse gegenüber dem übrigen Gebiet während des Geosynklinalstadiums der variscischen Ära zurückzuführen sein. Im Zusammenhang mit dem Aufdringen der Gneismasse wurde die Schichtenfolge der Bayerischen Fazies auf die der Thüringischen Fazies aufgeschoben und schließlich ihrerseits von der Gneismasse überschoben.

2.4. Tektonische Betrachtungen im Untersuchungsgebiet

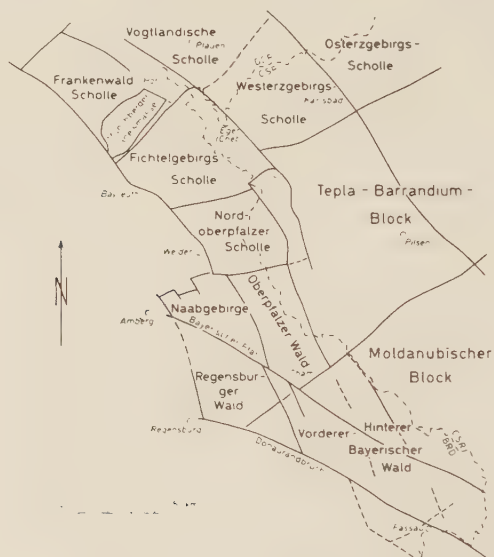
Im Alten Gebirge NE-Bayerns nahm G. STETTNER (1975) eine Einteilung in geotektonische Baustufen vor (Abb. 7), die sich nach Metamorphosebedingungen und Verformungsstil ausrichtete.



Die Verteilung der geotektonischen Baustufen im bayerischen Teil der Böhmisches Masse: 1 = hoch- u. mittelgradig metamorphe, Plutonium der Variszianen; 2 = ausnehmend geringe / mittlere Metamorphose; 3 = Mittelmetamorphose; 4 = mittelgradig; 5 = mit stark bis hoch metamorphen Gesteinen im deutsch-böhmischen Grenzgebiet; 6 = variszianer Bereich.

Abb. 7: Die Verteilung der geotektonischen Baustufen im bayerischen Teil der Böhmisches Masse (nach G. Stettner, 1975)

Ebenso erarbeitete G. STETTNER (1971) für den Westteil der Böhmisches Masse eine Gliederung in einzelne Schollen, die von alt angelegten Tiefenstörungen abgegrenzt werden; die unterschiedlichen Bewegungen der Schollen haben die Anlage des variscischen Geosynklinalraumes mitbeeinflusst (Abb. 8).



Die Schollengliederung im Westteil der Böhmisches Masse.

Abb. 8: Die Schollengliederung im Westteil der Böhmisches Masse (nach G. Stettner, 1971)

Im Osten erfolgt der Abfall der Böhmisches Masse bis zur Frankenalb im Ostbayerischen Bruchschollenland entlang von vorwiegend SE-NW streichenden Störungen; diese zerlegen das sedimentäre Vorland des anstehenden Grundgebirges in eine Anzahl verkippter Schollen (siehe Abb. 5 und Abb. 9). B. v. FREYBERG (1969) sieht in der Frankenalb-Furche die Grenze zwischen der Böhmisches Einheit und der westlich gelegenen Rheinischen Einheit. Eine Süddeutsche Großscholle als tektonische Einheit gibt es daher nicht; diese stellt

vielmehr eine nach Merkmalen der Oberfläche zusammengefaßte geographische Raumbezeichnung dar.

Die Fränkische Linie kann also nicht als eine grundsätzliche Großschollengrenze angesprochen werden. Ihr kommt bezüglich der anderen Störungen im Bruchschollenland insofern eine Sonderstellung zu, als sie den Westrand des Alten Gebirges NE-Bayerns darstellt und sich zudem durch eine bedeutend größere Sprunghöhe auszeichnet. Unter der Fränkischen Linie versteht man heute den Abbruch des Alten Gebirges vom Thüringer Wald im Norden bis zur Luhe-Linie im Süden. Sie kann in einen nordwestlichen und einen südöstlichen Ast aufgespalten werden, wobei die beiden Teilstücke durch das Rotliegendgebiet von Weidenberg getrennt sind. Hier biegt der NW-Ast der Fränkischen Linie als Weidenberger Störung in das sedimentäre Vorland ab und verläuft unter den Oberkreide-Ablagerungen des Hessenreuther Forstes.

Der SE-Ast setzt nördlich Kemnath am Südwestrand des Fichtelgebirges ein und bildet als Bruchgrenze bis zur Höhe des Naabgebirgsvorsprungs bei Leuchtenberg den Rand des Oberpfälzer Waldes (siehe auch B. Schröder, 1965). Die Angaben über Sprunghöhen der Störung unterliegen starken Schwankungen (B. v. Freyberg, 1969) und hängen in erster Linie von Annahmen über die Mächtigkeiten der nur wenig erschlossenen Rotliegend-Sedimente in diesem Gebiet ab. Bisher wurden nur Aufschlüsse gefunden, die einen Aufschiebungscharakter der Verwerfung belegen; noch nirgends wurde bisher eine Abschiebung festgestellt.

Weitere bedeutende Störungen sind in Abb. 9 dargestellt. Erwähnenswert in Zusammenhang mit dieser Arbeit sind noch die Neudorfer Störung und ihre östliche Verlängerung, die Luhe-Linie; sie bilden die Südgrenze der Weidener Bucht und die Nordgrenze der Naabgebirgsscholle. An dieser Störung stellte H. STEINLEIN (1953) eine Kippschollenkreuzung fest. An ihrem Südostende trifft diese Verwerfung fast in einem rechten Winkel auf die herzynisch verlaufende Freihunger Linie, für die H. TILLMANN (1958) Aufschiebungscharakter

angibt.

An das Nordende der Freihunger Störung schließen die Kirchenthumbacher und die Frankenberger Linie an.

Eine Störung mit bedeutenden Sprunghöhen stellt noch die Kulmbacher Linie im Norden des Untersuchungsgebiets dar, an der an mehreren Stellen ebenfalls Aufschiebungen ermittelt wurden.

Für die zeitliche Einordnung der Störungstätigkeiten kann grundsätzlich angenommen werden, daß sich die Schollenbewegungen im Oberbau einiges später durchpausten als sie im Unterbau einsetzten.

Die germanotype Zerlegung begann bereits mit Ausklang der variscischen Faltungsphasen, so daß der Sedimentationsraum im Rotliegenden von Verbiegungen und Brüchen betroffen war. Oberrotliegend- und Permotrias-Sedimente greifen diskordant über diesen zerlegten, älteren Abtragungsraum hinweg. Während Trias und Jura war das betrachtete Untersuchungsgebiet tektonisch relativ ruhig.

Ende Jura dürfte dann die eigentliche saxonische Gebirgsbildung eingesetzt haben. Es beginnt eine nach Osten zunehmende Aufbiegung der älteren mesozoischen Schichten aufgrund der Hebung der Böhmisches Masse. Durch die Bewegungen des in Schollen zerlegten Unterbaus bilden sich im Oberbau Flexuren aus; teilweise treten bereits Brüche auf, so am SE-Ast der Fränkischen Linie.

Während der Oberkreide zerreißen nun die Flexuren und es entsteht eine Anzahl von Brüchen, die häufig einen Aufschiebungscharakter offenlegen. Dieser Vorgang läßt sich unter anderem an der Fränkischen Linie und eventuell auch schon an der Freihunger Störung (spät- bis nachoberkreidisch) feststellen.

Im Tertiär werden dann so bedeutende Verwerfungen wie die Bodenwöhrer Nordrand-Störung, die Keilbergstörung und der Donaurandbruch -alle drei im Miozän- endgültig ausgebildet. SCHRÖDER (1965) gibt für die Vorlandsscholle am SE-Ast der Fränkischen Linie jungpliozäne Hebung an, am NW-Ast Nachklänge von Bewegungen bis ins Quartär. Tektonische Bewegungen lassen sich also noch während des Quartärs verfolgen; rezente Bewegungen sind nicht mit Sicherheit nachzuweisen.

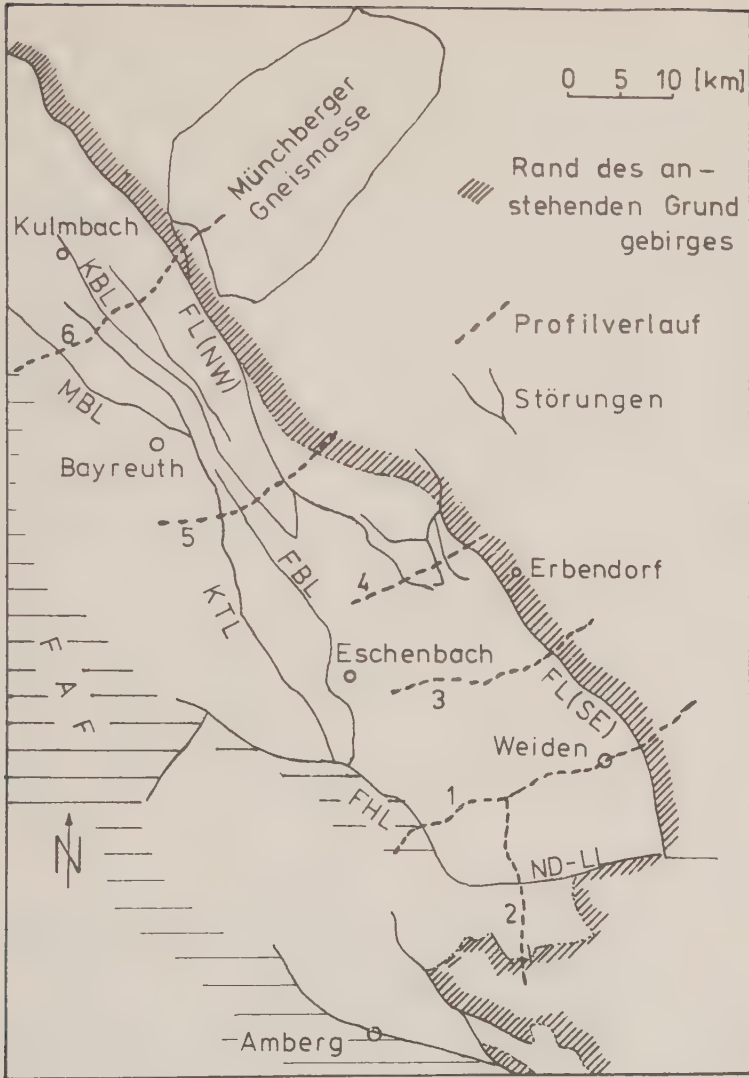


Abb. 9: Lage der Profile im Ostbayerischen Bruchschollenland

1=Profil Weiden 2=Profil Holzhammer 3=Profil Altenparkstein
4=Profil Guttenberg 5=Profil Muckenreuth 6=Profil Wirsberg

FL(NW)=NW-Ast der Fränkischen Linie

FL(SE)=SE-Ast der Fränkischen Linie

ND-LL=(Neudorf-)Luhe Linie FHL=Freihunger Linie

KTL=Kirchentumbacher Linie FBL=Frankenberger Linie

MBL=Motschenbacher Linie KBL=Kulmbacher Linie

FAF=Frankenalb-Furche

3. Geophysikalische Untersuchungen

3.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung

Durch die Ermittlung der Anomalien der Erdschwere entlang von Profilen im Grenzbereich der Böhmisches Masse zum Ost-bayerischen Bruchschollenland und deren Interpretation durch Störkörpermodelle sollten Aussagen über die Tiefenlage des Grundgebirges und damit die Sedimentmächtigkeit im westlichen Vorland des Alten Gebirges NE-Bayerns getroffen werden. Darüber liegen bis jetzt keine sicheren Angaben vor aufgrund des Fehlens von Bohrungen, die das Grundgebirge erreichten, und der mangelnden Kenntnisse über die Mächtigkeiten der Rotliegend-Sedimente.

Darüberhinaus waren die nachstehend behandelten Untersuchungen darauf ausgerichtet, Sprunghöhen und eventuell auch Art der Verwerfungen im Bruchschollenland zu ermitteln.

Die Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes entlang der Profile wurden zudem erarbeitet, um damit, falls möglich, die Interpretation der Schweremessungen zu stützen.

3.2. Bisherige geophysikalische Ergebnisse im Untersuchungsgebiet

3.2.1. Seismik

Von F. BREYER (1956) wurde durch die Interpretation seismischer Messungen und unter Zuhilfenahme von Bohrerergebnissen ein ungefährender Plan der Tiefenlinien der Oberfläche des variscischen Untergrundes in Süddeutschland erarbeitet. In den letzten Jahren wurden noch weitere seismische Messungen entlang von Profilen im betrachteten Gebiet ausgewertet (siehe Giese, Prodehl, Stein, 1976). Jedoch lassen sich aus diesen Untersuchungen keine Aussagen der angestrebten Art treffen; deren Ergebnisse betreffen vielmehr tiefere Krustenstrukturen und den Übergang Kruste/Mantel.

3.2.2. Magnetik

Am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München sind Karten der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland, 1:500 000, von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover 1976, und Karten der Anomalien der Erdmagnetischen Totalintensität, Bundesrepublik Deutschland, 1:100 000, von der Prakla-Seismos GmbH, 1972, vorhanden. Die Karten geben die Isanomalien mit einer Äquidistanz von 5 nT an.

Von K. BADER (1964) wurde das magnetische Störfeld von Serpentiniten am Südostrand der Münchberger Gneismasse untersucht. Er gibt als Ergebnisse hinsichtlich des tektonischen Baus in diesem Bereich ein allgemeines Einfallen des Südostrandes der Gneismasse mit $80^{\circ} \pm 10^{\circ}$ nach NW, der anschließenden Prasinit-Phyllit-Zone mit $60^{\circ} \pm 10^{\circ}$ nach NW an.

3.2.3. Gravimetrie

Die Schwerekarte von Westdeutschland, Bouguer-Isanomalien, 1:1 000 000, Ausgabe 1957, gibt den Verlauf der Schwerelinien in Nordbayern als unsicher an. Bei ihrer Erstellung konnte nur ein ungefährender Verlauf der Isanomalien aus großabständigen, linienhaften Schweremessungen des Schweregrundnetzes und seiner Folgenetze sowie unter Zuhilfenahme der geologischen Karten gewonnen werden. Daraus können allenfalls Hinweise für die Größenordnung eventueller Regionalfelder entnommen werden.

Mitarbeiter der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe führen seit Jahren gravimetrische Messungen zur Vervollständigung der Schwerekarte in Nordbayern durch. Nach einer mündlichen Mitteilung von S. PLAUMANN (1979) und dem Einblick in diese ergänzenden, noch nicht veröffentlichten Schwerekarten zeigen deren Schwerewerte eine gute Übereinstimmung mit den eigenen, später behandelten Ergebnissen. Allerdings ist die Punktdichte von ca. 20 Schwerewerten je 100 qkm auf den Karten der Bundesanstalt zu groß, um detaillierte geologische Aussagen treffen zu können, wie sie in der vorliegenden Arbeit angestrebt werden.

Von F. FÜHRER (1976) wurde die Keilberg-Störung die im Süden noch mit zum Bruchschollenland gezählt werden kann, mit Hilfe der Gravimetrie untersucht (Modell Regenstauf). Er gibt eine Sedimentmächtigkeit (Keuper bis Kreide) wenige Kilometer vor der Störung mit über 400 m an und zeigt, daß die Keilberg-Störung in mehrere Einzelstörungen zerlegt werden kann, an denen das im Regensburger Wald anstehende Grundgebirge unter die Sedimentbedeckung abtaucht. Allerdings kann er keine eindeutige Aussage über Auf- bzw. Abschiebungscharakter der tektonischen Bewegungen treffen (Abb. 10).

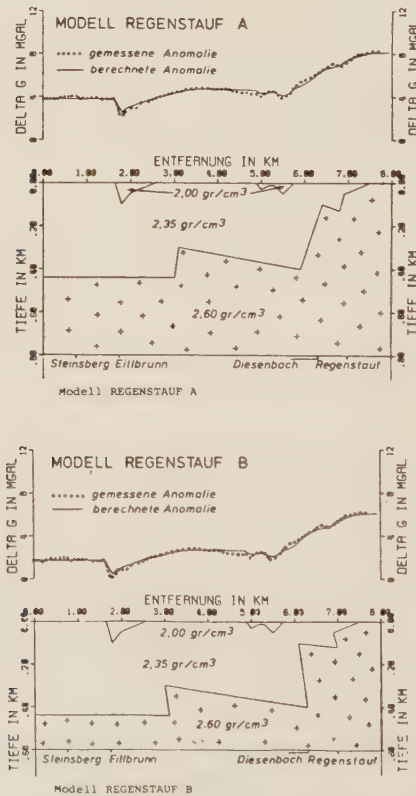
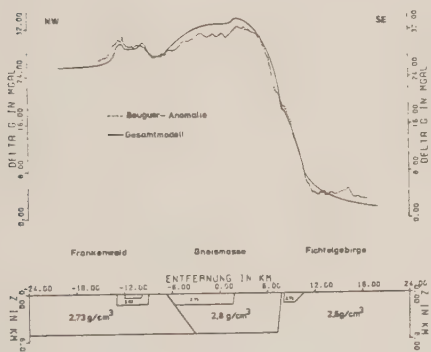
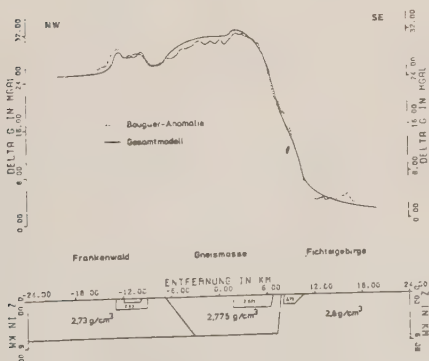


Abb. 10: Die Keilberg-Störung bei Regenstauf (nach F.FÜHRER, 1976)

K. PETERS (1974) erstellte aufgrund von Schweremessungen entlang eines Profils parallel zum Westrand des Alten Gebirges, gestützt durch refraktionsseismische Ergebnisse, Modelle für die Münchberger Gneismasse und der umgebenden paläozoischen Schichten (Abb. 11). Er gibt eine Gesamtmächtigkeit der Gneismasse von etwa 5000 m und am Südostrand ein Einfallen von 85° nach NW und am Nordwestrand von 55° nach SE an.



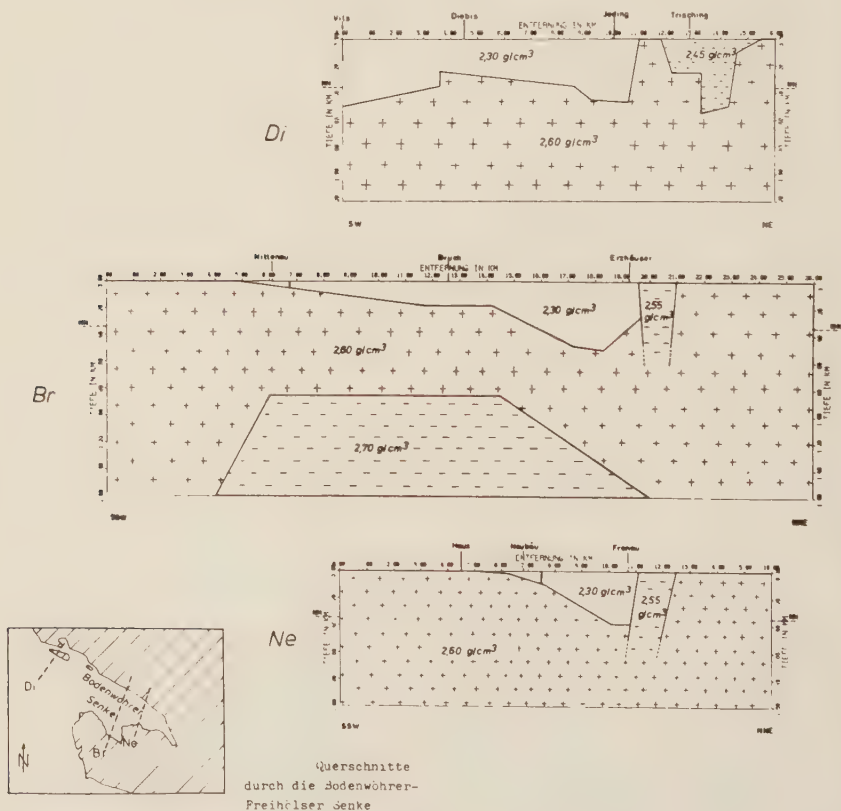
Prof. 1, Modell 1.



Prof. 1, Modell 2.

Abb. 11: Querschnittsmodelle der Münchberger Gneismasse und Umgebung (nach K. Peters, 1974)

Vom Verfasser wurde die Struktur des Bodenwöhrer Beckens entlang von drei Profilen mit gravimetrischen Methoden untersucht (H. K. Fuchs, 1977). An der Bodenwöhrer Nordrand-Störung ergaben sich dabei Schwereanomalien (Bouguer-Anomalien) von drei bis fünf Milligal. Die Interpretation der Schweremessungen zeigt eine halbgrabenförmige Struktur des Bodenwöhrer Beckens, wobei der tiefste Einbruch dieses Halbgrabens vor der Bodenwöhrer Nordrand-Störung liegt und sich hier Sedimentmächtigkeiten zwischen 450 m und 550 m ergeben. Die Ablagerungen im Rotliegendetrog von Schmidgaden wurden mit etwa 550 m ermittelt. Der Charakter der Störung wurde teils als Aufschiebung, teils als Abschiebung angegeben (Abb. 12).



Querschnitte
durch die Bodenwöhrer-
Freihölzer Senke

Abb. 12: Struktur des Bodenwöhrer Halbgrabens (nach H. K. Fuchs, 1977)

3.3. Die geophysikalischen Messungen

3.3.1. Die Meßprofile

Die Lage der Profile ist in Abb. 9 dargestellt. Entlang von sechs Profilen wurde die Erdschwere gemessen und zudem auf den vier nörlicheren auch die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes, da hier die aeromagnetischen Karten der Bundesrepublik Deutschland eventuell größere Magnetfeld-Anomalien erwarten ließen.

Bei der Wahl der Lage der Profile wurden folgende Gesichtspunkte berücksichtigt: Die Messungen sollten die bedeutendsten tektonischen Strukturen im Bruchschollenland zwischen dem Naabgebirge und der Münchberger Gneismasse erfassen. Die Profilrichtung wurde dabei in etwa senkrecht zum allgemeinen NW-SE Streichen der Störungen angelegt; nur das südlichste Profil (Profil Holzhammer) verläuft in etwa von Süden nach Norden, senkrecht zur Neudorfer Störung und zum Naabgebirgs-nordrand. Das Vermessen entlang von Wegen und Straßen erleichterte die Messungen. Zur Ermittlung der für die Reduktionen benötigten absoluten Höhenwerte der Meßpunkte mußten Höhenfestpunkte entlang der Meßstrecken in Abständen weniger Kilometer erreichbar sein. Zudem wurde darauf geachtet, daß die Wirkungen zusätzlicher Massen bzw. Massendefizite durch Berge und Täler möglichst gering waren.

3.3.2. Durchführung der Messungen

Die Messungen wurden vom Verfasser und einigen studentischen Hilfskräften im Zeitraum von Herbst 1977 bis Frühjahr 1979 ausgeführt:

Profil Weiden im November 1977 mit Strößenreuther, Neurieder, Fuchs und im März 1978 mit Dobler, Pohl, Fuchs;
 Profil Holzhammer im März 1978 mit Dobler, Pohl, Fuchs;
 Profil Altenparkstein im April 1978 mit Kim, Klemm, Fuchs;
 Profil Muckenreuth im August 1978 mit Fürst, Kim, Fuchs;
 Profil Wirsberg im Oktober 1978 mit Dobler, Pohl, Fuchs;
 Profil Guttenberg im Oktober 1978 mit Moll, Pohl, Weiß, Wolfgram, Fuchs und im März 1979 mit Kim, Pohl, Fuchs.

Ein Meßtrupp bestand jeweils aus drei Personen. Dabei führten zwei geodätische Arbeiten zur Feststellung der Höhen über NN und zur Lagebestimmung der Meßpunkte in topographischen Karten des Maßstabs 1 : 25 000 durch; hierfür wurden vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik München ein selbsthorizontierendes Nivelliergerät Ni2 der Firma Carl Zeiss und Meßlatten zur Verfügung gestellt. Die dritte Person ermittelte mit einem La Coste-Romberg Gravimeter die Schwere und auf den vier nördlichen Profilen zugleich an jedem Meßpunkt die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes mit einem Askania-Protonenmagnetometer Gpr 1. Für die Schweremessungen auf dem Profil Weiden im Herbst 1977 wurde ein Gravimeter vom Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie der Technischen Universität München, für die Vermessung der Erdschwere und des Erdmagnetfeldes auf den übrigen Profilen Geräte vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München verwendet. Das La Coste-Romberg Gravimeter ermöglicht die Messung von Schwereunterschieden in einem Bereich von 7000 mgal und mit einer Genauigkeit von $\pm 0,01$ mgal; die Gerätedrift wird vom Hersteller mit 1 mgal pro Monat angegeben. Der Meßbereich des Protonenmagnetometers erstreckt sich von 25 000 nT bis 75 000 nT; die Genauigkeit wird mit ± 1 nT angegeben.

Jedes Profil wurde zur Ermittlung der absoluten Schwerewerte an einen Gravimeterpunkt der Deutschen Geodätischen Kommission angeschlossen. Dazu wurden folgende Stationen des deutschen Schwerenetzes verwendet:

Profil Weiden	-Gravimeterpunkt 6338/3C, Weiden(Dpf)-Nord, Absolutschwere 980958,21 mgal
Profil Holzhammer	-Gravimeterpunkt 6438/10B, Holzhammer, Absolutschwere 980934,18 mgal
Profil Altenparkstein	-Gravimeterpunkt 6238/1A, Wendersreuth, Absolutschwere 980949,02 mgal
Profil Guttenberg	-Gravimeterpunkt 6138/1A, Erbdorf, Absolutschwere 980962,48 mgal
Profil Muckenreuth	-Gravimeterpunkt 6136/1A, Seybothenreuth, Absolutschwere 980952,33 mgal
Profil Wirsberg	-Gravimeterpunkt 5835/4A, Untersteinach, Absolutschwere 981000,76 mgal

Die Schwere wurde im Mittel etwa alle 100 m gemessen. Bei den Messungen der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes waren in der Umgebung von Ortschaften störende Felder zu groß, um brauchbare Werte der Magnetfeldintensitäten bekommen zu können. Daher liegen entlang der Profile häufig Lücken bis über 1 km für die Werte der Totalintensität des Erdmagnetfeldes vor.

Die Errichtung eines Hauptbasispunktes bzw. mehrerer Nebensbasispunkte auf jedem Profil erfolgte, um hier durch Wiederholungsmessungen in Abständen von ein bis zwei Stunden den zeitlichen Gang des Gravimeters bzw. des Protonenmagnetometers zu erfassen. Dieser Gang ist bedingt durch die zeitlichen Variationen des Schwerefeldes bzw. des Magnetfeldes der Erde und zudem durch instrumentelle Vorgänge (Drift, Temperatureinwirkungen, Erschöpfung der Stromquellen u. ä.). Durch die geodätischen Messungen konnten die relativen Höhenunterschiede der einzelnen Meßpunkte zueinander und durch Anschlußmessungen an Höhenfestpunkten, über die Unterlagen vom Bayerischen Landesvermessungsamt zur Verfügung gestellt wurden, deren absolute Höhe über dem Meeresspiegel (NN) festgestellt werden. Zudem war damit eine Kontrolle der eigenen Höhenmessungen entlang der Profilstrecken zwischen diesen Höhenfestpunkten gegeben.

Zusätzlich lieferten die geodätischen Arbeiten die Abstände der einzelnen Meßpunkte. Stationen, die eindeutig auf topographischen Karten des Maßstabs 1 : 25 000 anzugeben waren, wurden dort eingezeichnet, und aufbauend darauf die Lage der übrigen Punkte mit Hilfe der gemessenen Abstände nachgetragen. Auf diese Weise wurden im Gelände entlang der Profile die Schwere, die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, die geographische Lage und die absolute Höhe über NN der Meßpunkte mit der erforderlichen Genauigkeit ermittelt.

3.3.3. Bestimmung von Gesteinsdichten

Für die Bearbeitung der gemessenen Schwerewerte ist die Kenntnis der Dichten der Gesteine im Untersuchungsgebiet notwendig. Den gravimetrischen Methoden werden vor allem durch diesen Umstand Grenzen gesetzt. Bohrerergebnisse, falls überhaupt vorhanden, enthalten meist nur Angaben über Lage und Mächtigkeiten von Gesteinsschichten, jedoch äußerst selten Dichtewerte. Diese Unkenntnis der Gesteinsdichten kann zumindest für die oberflächennahen Schichten durch die Entnahme von Handstücken im Gelände und deren Dichtebestimmung sehr eingeschränkt werden. Aus den stratigraphischen Ergebnissen von Bohrungen lassen sich damit auch repräsentative Durchschnittsdichten der tiefergelegenen Gesteinspakete ableiten.

Zu diesem Zweck wurden entlang der Profile Handstücke von verschiedenen Kristallin- und Sedimentgesteinen entnommen. Diese Gesteinsproben wurden kurze Zeit in Wasser gelegt, damit sich der Porenraum entsprechend dem Zustand im Gelände mit Wasser füllen konnte. Die sogenannte "Rohdichte" ließ sich dann durch Wägung der Handstücke in Luft und in Wasser nach folgender Formel errechnen:

$$\rho = \rho_w \frac{P_1}{P_1 - P_w}$$

ρ = Dichte der Probe

ρ_w = Dichte des Wassers

P_1 = Gewicht der Probe in Luft

P_w = Gewicht der Probe in Wasser

Dabei genügt es, die Dichte des Wassers mit $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$ anzunehmen; die Temperaturabhängigkeit kann außer Acht gelassen werden, da der sich daraus ergebende Fehler vernachlässigbar klein ist.

In Tabelle 1 sind die gemessenen Dichten der auf den verschiedenen Profilen entnommenen Gesteine mit Angabe der Fundorte aufgeführt.

Profil Weiden

Gesteinsart	Fundort	Anzahl der Proben	Schwankungs- bereich der Dichte in g/cm ³	Mittlere Dichte in g/cm ³
Sandstein(Kreide)	Seugast	3	1,97 - 2,05	2,02
Granitschutt	ThansÜB	3	2,51 - 2,54	2,53
Quarzporphyr	Weiden bis Theisseil	5	2,50 - 2,56	2,53
Gneis	Weiden bis Theisseil	23	2,61 - 2,75	2,70
Metabasite (Amphibolite)	Theisseil bis Floß	12	2,78 - 3,05	2,90
Gneis	Theisseil bis Floß	15	2,63 - 2,76	2,72
Granit	Theisseil bis Floß	22	2,54 - 2,66	2,63

Profil Holzhammer

Gesteinsart	Fundort	Anzahl der Proben	Schwankungs- bereich der Dichte in g/cm ³	Mittlere Dichte in g/cm ³
Sandstein	Neuersdorf	2	2,18 , 2,26	2,22
Sandstein	nördlich von Hannersgrün	7	2,10 - 2,30	2,25
Arkose	Hannersgrün	4	2,34 - 2,44	2,40
Arkose	Luhe	4	2,33 - 2,45	2,40
Arkose	Neudorf(West)	3	2,31 - 2,35	2,33
Arkose(verfestigt, granitähnlich)	Neudorf(Nord)	4	2,58 - 2,60	2,59
Arkose	Neuersdorf bis Weissenbrunn	2	2,38 , 2,40	2,39
Granit(mylonit- isiert)	Luhe	5	2,51 - 2,57	2,54
Gneis	Oberköblitz	7	2,65 - 2,73	2,70
Gneis	Kemnath	6	2,54 - 2,60	2,58
Gneis	Neunaigen	2	2,62 , 2,66	2,64

Tab. 1: Gesteinsdichten

Profil Altenparkstein				
Gesteinsart	Fundort	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich der Dichte in g/cm ³	Mittlere Dichte in g/cm ³
Arkosensandstein	Döllnitz	2	2,24 , 2,44	
Sandstein(angew.)	Grafenwöhr	10	1,99 - 2,09	2,07
Sandstein	Altendorf	7	2,06 - 2,31	2,20
Sandstein(quarzit.)	Altendorf	2	2,47 , 2,55	
Sandstein	Riggau	6	2,05 - 2,36	2,30
Gneis	Altenparkstein bis Döltsch	4	2,58 - 2,64	2,62
Gneis	Wendersreuth	8	2,58 - 2,72	2,69
Gneis	Kirchendemereuth	4	2,72 - 2,76	2,74
Gneis	Steinreuth	9	2,62 - 2,79	2,71
Gneis	Steinreuth bis Püllersreuth	10	2,54 - 2,61	2,59
Amphibolit	Altenparkstein bis Steinreuth	13	2,78 - 3,01	2,90
Amphibolit	Gleisenthal	1	2,96	2,96
Profil Gutenberg				
Gesteinsart	Fundort	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich der Dichte in g/cm ³	Mittlere Dichte in g/cm ³
Sandstein	Filchendorf bis Unterbruck	4	2,07 - 2,11	2,09
Schiefer	Gutenberg bis Bingarten	7	2,58 - 2,68	2,65
Schiefer	Bingarten	6	2,55 - 2,65	2,63

Tab. 1 (Fortsetzung): Gesteinsdichten

Profil Muckenreuth				
Gesteinsart	Fundort	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich der Dichte in g/cm ³	Mittlere Dichte in g/cm ³
Sandstein	Etmannsberg	5	2,11 - 2,20	2,15
Schiefer	nördlich von Muckenreuth	10	2,50 - 2,73	2,63
Profil Wirsberg				
Gesteinsart	Fundort	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich der Dichte in g/cm ³	Mittlere Dichte in g/cm ³
Sandstein	westlich von Thurnau	5	2,03 - 2,16	2,10
Sandstein	Schwingen	4	2,22 - 2,30	2,26
Kalkstein	Schwingen	6	2,53 - 2,67	2,62
Sandstein	Trebgast	3	2,07 - 2,09	2,08
Prasinit	Wirsberg bis Osserich	15	2,65 - 2,89	2,80
Phyllit	Wirsberg bis Osserich	7	2,61 - 2,69	2,67
Amphibolit	Osserich bis Cottenau	8	2,94 - 3,09	3,00
Gneis	Cottenau bis Gundlitz	7	2,60 - 2,73	2,68

Tab. 1 (Fortsetzung): Gesteinsdichten

Der angegebene Schwankungsbereich ist bei den meisten Gesteinen relativ groß. Dies rührt unter anderem wohl daher, daß die Handstücke häufig nicht von frischem Material stammten, sondern leicht angewittert waren; dies trifft vor allem für die Sedimentgesteine und die Schiefer zu. Die Gneis- und Granitproben konnten meist aus Steinbrüchen und daher kaum angewittert entnommen werden. Jedoch kann gesagt werden, daß die Dichten der Proben größtenteils nur in einem engen Bereich um die angegebenen Mittelwerte streuen und der große Schwankungsbereich von einigen

wenigen Handstücken herrührt, die aufgrund ihres Verwitterungszustandes oder petrographischer Besonderheiten abweichen. Die Dichte von Lockergesteinen kann mit der beschriebenen Methode nicht ermittelt werden. Dafür mußte auf Literaturangaben zurückgegriffen werden (siehe z. B. Jung, K., 1961):

Sand feucht	-mittlere Dichte $1,80 \text{ g/cm}^3$
Sand naß	-mittlere Dichte $2,00 \text{ g/cm}^3$
Sand mit Schotter	-mittlere Dichte $2,10 \text{ g/cm}^3$

Bei der Ermittlung der mittleren Sedimentdichten muß noch berücksichtigt werden, daß die Dichte der Gesteine mit zunehmender Verfestigung, also zunehmender Tiefe, höher wird, da der Porenraum abnimmt.

Neben dieser direkten Methode mit Hilfe von Handstücken bietet noch das Nettleton-Verfahren eine sehr gute Möglichkeit zur Bestimmung der Gesteinsdichten, welches vor allem für die Sedimente brauchbare Ergebnisse lieferte. Dieses Verfahren wird im Zusammenhang mit den Berechnungen der Schwere-Anomalien (Bouguer-Anomalien) näher erläutert.

3.4. Auswertung der Messungen

3.4.1. Ermittlung der Schwere-Anomalien

Die meßbare Schwere am Beobachtungsort setzt sich aus folgenden Anteilen zusammen:

- der Normalschwere des abgeplatteten, rotierenden, von keiner Masse überragten Erdellipsoids γ_0
- der Abnahme der Schwere vom Erdellipsoid bis zur Stationshöhe durch zunehmende Entfernung vom Erdmittelpunkt δg_{Ni}
- der Wirkung der zwischen Erdellipsoid und Stationsniveau liegenden Gesteinsplatte δg_{Pl}
- der topographischen Wirkung, bedingt durch Abweichungen der Geländegestalt von der Niveaufläche, δg_{Top}
- dem Einfluß von Inhomogenitäten im Untergrund Δg_{Inh}

Diesem mittleren, unveränderlichen Schwerefeld überlagert sich noch ein zeitlich veränderliches, zusätzliches Feld, das auf die Gezeitenwirkung δg_{Gez} zurückzuführen ist.

Um nun die Wirkung der gesuchten Inhomogenitäten im Untergrund zu erhalten, müssen die übrigen Einflüsse so weit als möglich erfaßt und durch die sogenannten Schwerereduktionen von der gemessenen Schwere g_{gem} abgezogen werden. Als Ergebnis dieser Berechnungen ergibt sich dann die Schwere-Anomalie:

$$\Delta g'' = g_{gem} - \delta g_{Gez} - \gamma_0 - \delta g_{Ni} - \delta g_{Top} - \delta g_{Pl}$$

Diese Schwere-Anomalie wird Bouguer-Anomalie genannt.

Zieht man bei den Reduktionen die Wirkung der zwischen Erdellipsoid und Stationshöhe liegenden Gesteinsplatte, der "Bouguer-Platte", nicht ab, so erhält man die Freiluft-Anomalie:

$$\Delta g = g_{gem} - \delta g_{Gez} - \gamma_0 - \delta g_{Ni} - \delta g_{Top}$$

Ihr kommt vor allem in der Bestimmung der Gestalt des "Geoids" besondere Bedeutung zu, d. h. der Niveaufläche des Schwerepotentials, die mit der mittleren Meeresoberfläche zusammenfällt. In der angewandten Gravimetrie ist sie von geringem Nutzen.

Die erwähnten Reduktionen beziehen sich auf das Erdellipsoid, welches das Geoid am besten annähert. Es wird also in etwa auf Meeresniveau reduziert. Eine mögliche Fehlerquelle liegt nun aber in der mangelhaften Kenntnis der mittleren Dichte der Gesteinsplatte zwischen Meeresniveau und Stationshöhe. Um diese weitgehend auszuschalten, reduziert man bei kleinräumigen Untersuchungen besser auf eine der Oberfläche nähergelegene Bezugshöhe; die Dichten der oberflächennahen Gesteinsschichten sind in der Regel bedeutend genauer zu ermitteln.

Gezeiten-Reduktion δg_{Gez}

Die Schweremeßwerte sind mit einem zeitlichen Gang behaftet, der durch die periodischen Schwereänderungen der Erdgezeiten und instrumentelle Vorgänge bedingt ist. Durch Wiederholungsmessungen in bestimmten Zeitabständen (mindestens alle zwei Stunden) an ausgezeichneten Punkten (Basispunkten) wurde der Gang erfaßt. Diese zeitlichen Schwereänderungen konnten an einem Tag bis zu 0,3 mgal betragen; im allgemeinen waren die erhaltenen Gravimetergänge jedoch klein (unter 0,2 mgal) und flachwellig.

Die Werte der Wiederholungsmessungen wurden in Abhängigkeit von der Zeit aufgezeichnet, und die zu gleichen Stationen gehörigen Punkte verbunden. Hierauf erfolgte eine Verschiebung der so entstandenen Linienzüge parallel zur Milligalachse, bis die Punkte in etwa eine durchgehende Kurve darstellten. Als Beispiel sind in Abb. 13 die Ergebnisse der Wiederholungsmessungen vom 15.3.78 aufgezeichnet.

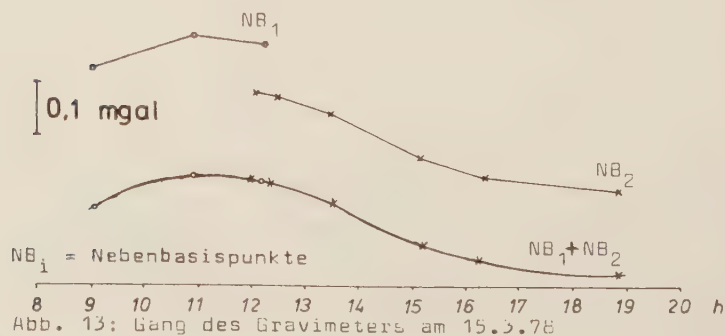


Abb. 13: Gang des Gravimeters am 15.3.78

Aus derartigen Gangkurven wurde der Gangwert für jeden Meßpunkt entsprechend der Tageszeit, zu der die Messung stattfand, entnommen und die Schwere korrigiert. Ähnlich konnten auch instrumentell bedingte Sprünge erfaßt und beseitigt werden.

Normalschwere γ_0

Die Normalschwere auf dem rotationssymmetrischen Erdellipsoid, das das Geoid am besten annähert, läßt sich mit folgender Schwereformel darstellen (siehe K. Jung, 1961):

$$\gamma_0 = \gamma_{\text{Äqu}} (1 + b \sin^2 \varphi - \beta \sin^2 2\varphi - \beta' \sin^2 \varphi \sin^2 2\varphi)$$

φ = geographische Breite

Die Konstanten betragen nach der Gravity Formula for Geodätic Reference System 1967 (Bulletin d'Information 31, 1973):

$$\gamma_{\text{Äqu}} = 978\,031,8 \text{ mgal}$$

$$b = 0,0053024$$

$$\beta = 0,0000059$$

$$\beta' = \text{vernachlässigbar gegenüber } b, \beta$$

Die geographische Breite konnte aus der Lagebestimmung jedes Meßpunktes in topographischen Karten des Maßstabs 1 : 25 000 ermittelt, und die Normalschwere damit berechnet werden. Der Nord-Süd-Gradient der Normalschwere kann für so kurze Strecken wie der hier vorliegenden Profillängen als konstant angenommen werden. Daher genügte es, jeweils die Normalschwere des südlichsten und nördlichsten Punktes eines Profils zu berechnen und die Werte der dazwischenliegenden Stationen mit den auf die Nord-Süd-Richtung projizierten Abständen durch lineare Interpolation zu bestimmen.

Freiluft-Reduktion δg_{Ni}

Eine Änderung des Abstandes vom Erdmittelpunkt ist mit einer Änderung der Schwere verbunden. Der Vertikalgradient läßt sich für die geographische Breitenlage des Untersuchungsgebiets zu $-0,3086 \text{ mgal/m}$ errechnen (siehe K. Jung, 1961). So ergibt sich für die Freiluft-Reduktion (Niveau-Reduktion):

$$\delta g_{Ni} = -0,3086 (h_{St} - h_0) \quad \text{mgal}$$

h_{St} = Stationshöhe in m

h_0 = Reduktionshöhe in m

Als Reduktionshöhe wurde für die Profile in etwa das mittlere Geländeniveau gewählt, und zwar für alle einheitlich 400 m über NN. Nur für die Betrachtung einiger Ausschnitte aus den Profilen wurde das Reduktionsniveau erhöht, um es der dort vorliegenden mittleren Geländehöhe besser anzupassen (siehe Profil Altenparkstein und Profil Weiden).

Aus dem Vertikalgradienten von $-0,3086 \text{ mgal/m}$ ergibt sich, daß die Höhen der einzelnen Stationen maximal mit einem Fehler von $\pm 3 \text{ cm}$ behaftet sein dürfen, um der Meßgenauigkeit des Gravimeters von $0,01 \text{ mgal}$ zu entsprechen.

Die Freiluft-Reduktion berücksichtigt nur die Änderung der Schwere bei unterschiedlicher Höhenlage der Profilpunkte, jedoch nicht die zusätzlichen Massen, die dabei zwischen Bezugsniveau und Stationshöhe liegen. Sie kondensiert gewissermaßen diese Massen in das Bezugsniveau hinein, d. h., es wird dort eine höhere Flächendichte erwirkt. Dementsprechend ergibt sich eine gute Korrelation zwischen Topographie und Freiluft-Anomalie (vergleiche Profil Guttenberg).

Massen-Reduktionen

Diese Reduktionen beruhen auf der Vorstellung, daß die Erdkruste in sphärische Platten (Bouguer-Platten) geschichtet ist. Bodenerhebungen sind diesen Platten aufgesetzt, Senken

in sie eingegraben. Für die hier vorliegenden kleinräumigen Untersuchungen können die Platten als eben und horizontal unendlich weit ausgedehnt betrachtet werden.

Die Beseitigung der Wirkung von Bergen und Tälern auf die Schwere entspricht einer Einebenung der Platten. Diese Korrektur nennt man topographische Reduktion δg_{Top} : Sowohl Berge, die über das Stationsniveau hinausragen, mit ihrer nach oben gerichteten Gravitationsanziehung, als auch Täler als Massendefizit bewirken am Stationsort eine geringere Schwere als bei einer völlig ebenen Oberfläche. Diese Einflüsse wurden im Nahbereich (0 - 100 m) bereits im Gelände mit Hilfe eines Auszählendiagramms für die Vertikalkomponente der Schwere zweidimensionaler Körper erfaßt. Im weiteren Bereich in über 100 m Entfernung wurde das Gelände um den Meßpunkt in senkrechte Säulen eingeteilt, deren Grundfläche auf Stationsniveau liegt, und sodann deren Wirkung berechnet (Zerlegung in senkrechte Säulen nach Helmert). Die Verwendung von Tabellen, in denen der Schwereeinfluß derartiger Säulen in Abhängigkeit von der Entfernung angegeben ist, erleichtert diese Reduktionen (siehe K. Jung, 1961). Es zeigte sich, daß stellenweise das Gelände im Umkreis bis zu 5 km berücksichtigt werden mußte, und sich maximale topographische Reduktionen von 1,2 mgal ergaben. Allerdings wies die Umgebung der meisten Meßpunkte keine bedeutenden Geländeerhebungen auf, so daß dort die topographische Wirkung vernachlässigt werden konnte. Die Reduktionen waren nur an einigen wenigen Profilstellen nötig, so vor allem meist am Rand des aufsteigenden Alten Gebirges.

Die Wirkung der eingeebneten Gesteinsplatten zwischen Bezugsniveau und Stationshöhe kann nun durch die Bouguer-Platten-Reduktion δg_{Pl} berücksichtigt werden.

Sie errechnet sich für eine ebene, nach allen Seiten unendlich ausgedehnte Platte aus

$$\delta g_{\text{Pl}} = 2\pi\gamma(h_{\text{St}} - h_0) = 0,04191\delta(h_{\text{St}} - h_0) \quad \text{mgal}$$

$$f = 6,670 \cdot 10^{-8} \quad \text{cm}^3 \text{g}^{-1} \text{s}^{-2} \quad \text{Gravitationskonstante}$$

$$\rho = \text{Dichte der Gesteinsplatte in g/cm}^3$$

$$h_{\text{St}} = \text{Stationshöhe in m}$$

$$h_0 = \text{Reduktionshöhe in m}$$

Da in diese Korrektur die Gesteinsdichte miteingeht, wird die Form der Bouguer-Anomalie bedeutend von deren Wahl mitbeeinflusst. Diese Abhängigkeit erweist sich als Möglichkeit für die Bestimmung der Dichten aus der Bouguerschen Anomalie. So liegt der zeichnerischen Dichtebestimmung nach dem Nettleton-Verfahren die Annahme zugrunde, daß mit der zutreffenden mittleren Gesteinsdichte gerechnet wurde, falls keine Korrelation mehr zwischen Topographie und Bouguer-Anomalie vorliegt. Bei der Anwendung dieses Verfahrens führt man also die Bouguer-Reduktionen für ein Profil nacheinander mit verschiedenen Dichten durch und vergleicht sodann die sich jeweils ergebenden, zeichnerisch dargestellten Anomalien mit der gezeichneten Topographie entlang des Profils. Die Anomalie mit der geringsten Korrelation zur Topographie wird dann als zutreffend betrachtet.

Da entlang aller Profile die Topographie recht bewegt erscheint, ergab das Nettleton-Verfahren recht gute Ergebnisse, dies vor allem für die mittleren Sedimentdichten, über die ja sonst nur wenige Anhaltspunkte vorlagen. Grenzen sind diesem Verfahren allerdings dadurch gesetzt, daß die Dichten an manchen Stellen im Gelände durchaus eine Beziehung zur Topographie aufweisen können, z. B. bei Geländeerhebungen, die aufgrund ihrer größeren Härte durch Erosion herauspräpariert wurden. Derartige Zusammenhänge müssen z. B. mit Hilfe geologischer Karten bei den obigen Betrachtungen berücksichtigt werden.

3.4.2. Ermittlung der Anomalien, des Erdmagnetfeldes

Für die Bestimmung der Anomalien der Totalintensität des Magnetfeldes der Erde entlang von Profil Altenparkstein, Profil Muckenreuth, Profil Guttenberg und Profil Wirsberg mußten die Meßwerte ebenfalls Reduktionen unterworfen werden. Zunächst waren die Daten wieder mit einem zeitlichen Gang behaftet, der auf die Variationen (Tagesvariation) des Magnetfeldes der Erde zurückzuführen ist. Diese Schwankungen konnten durch Wiederholungsmessungen in Abständen von ein bis zwei Stunden an Basispunkten erfaßt und ähnlich wie bei den Gezeiten-Reduktionen der Schwerewerte eliminiert werden. Darüberhinaus wurde die Zunahme der Intensität des Erdmagnetfeldes von Süden nach Norden mit einem für die Lage des Untersuchungsgebiets gültigen Gradienten von 3 nT/km berücksichtigt (vergleiche Voppel, Wienert, 1974) und von den Werten der einzelnen Meßpunkte entsprechend ihrer geographischen Breitenlage abgezogen. Die in Abschnitt 4. dargestellten Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes ergaben sich aus diesen Berechnungen nach Abzug eines Normalfeldes von 47 600 nT.

Für die beiden südlicheren Profile Weiden und Holzhammer sind die Anomalien der von der Prakla-Seismos GmbH 1972 veröffentlichten Karte der Bundesrepublik Deutschland, Anomalien der Erdmagnetischen Totalintensität, 1 : 100 000, Großblatt 134 entnommen. Diese Karte ist aufgrund aeromagnetischer Messungen erstellt, wobei die Flughöhe für das betrachtete Gebiet 1000 m ü. NN betrug, was einer mittleren Flughöhe von 600 m über Grund entspricht. Die Isanomalien sind mit einer Äquidistanz von 5 nT eingetragen.

3.4.3. Bearbeitung und Darstellung der Meßergebnisse

Für die Ausführung der Schwere-Reduktionen, das Ausdrucken der Ergebnisse und deren graphische Darstellung wurde die Rechenanlage pdp 11/40 und der daran angeschlossene Benson-Zeichner des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik

und des Instituts für Kristallographie und Mineralogie der Universität München verwendet. Dazu stand ein von F. FÜHRER (1976) erstelltes FORTRAN-Rechenprogramm zur Verfügung. Dieses Rechenprogramm wurde von Verfasser geringfügig abgeändert, um es allgemeiner verwenden zu können, da es für gravimetrische Reduktionen in einem speziellen, begrenzten Meßgebiet erstellt war. Die Errechnung der relativen Schwerewerte in absolute mittels der Anschlußmessungen an die Stationen des deutschen Schwerenetzes erfolgte ebenso wie die topographischen Reduktionen mit Hilfe einfacher Tischrechner (Hewlett-Packard 9810 A).

Die so absolut errechneten und topographisch reduzierten Schweredaten wurden zu einem Datensatz mit den Koordinaten in Rechts- und Hochwert nach dem Gauß-Krüger-Gitter und der Höhen über dem Meeresspiegel (NN) zusammengefaßt. In die Rechenanlage mußte sodann dieser Datensatz, die Normalschwere von Anfangs- und Endpunkt des Profils, Anzahl der Profilpunkte, Streichrichtung der Geraden, auf die die Profilpunkte zu projizieren waren, die Höhe des Reduktionsniveaus und die Gesteinsdichten längs der Profilabschnitte für die Platten-Reduktion eingegeben werden. Nach der Rechnung wurden die Ergebnisse ausgegeben (Rechts- und Hochwert, Entfernung vom Profilanfang auf der Profilgeraden, Höhe ü. NN, Absolutwert der gemessenen Schwere, Freiluft- und Bouguer-Anomalie, verwendete Gesteinsdichte; siehe auch den Anhang), und zudem mit dem Benson-Zeichner die Schwere-Anomalien und die Topographie entlang der Profile graphisch dargestellt (siehe Abschnitt 4.).

Die Berechnung und graphische Wiedergabe der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes erfolgte mit Hilfe eines Tischrechners Hewlett-Packard 9810 A und angeschlossenem Zeichner (siehe Abschnitt 4.).

3.5. Interpretation der Anomalien durch Störkörper-Modelle

Zur Interpretation der ermittelten Schwere-Anomalien wurden zweidimensionale Störkörper-Modelle entworfen, deren berechnete Anomalien mit den sich aus den Messungen ergebenden Bouguer-Anomalien gut übereinstimmen. Da die untersuchten tektonischen Strukturen sehr lange Ausdehnung, meist in SE-NW-Richtung, aufweisen, waren die Voraussetzungen für eine zweidimensionale Behandlung der Störkörper hinreichend erfüllt. Nach K. JUNG (1961) können langgestreckte Massen durch zweidimensionale gut angenähert werden, d. h., daß sie in ihrer dritten Dimension als unendlich ausgedehnt betrachtet werden, falls sie doppelt so lang wie tief sind. Die Wirkung solcher zweidimensionalen Körper in einem Aufpunkt $P(x,z)$ errechnet sich aus (Abb. 14):

$$\delta g = 2f \iint_{\xi, \zeta} \frac{\tilde{\sigma}(\xi-z)}{(\xi-x)^2 + (\xi-z)^2} d\xi d\zeta$$

$f = 6,670 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-2}$ Gravitationskonstante

$\tilde{\sigma}$ = Dichte in g/cm^3

ξ, ζ Koordinaten eines Massenelements

(Ableitung der Formel siehe K. Jung, 1961)

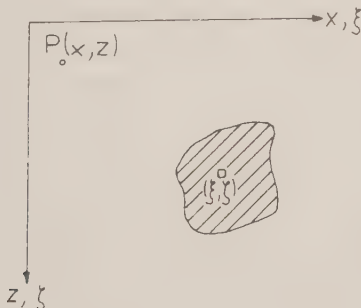


Abb. 14: Querschnitt durch einen zweidimensionalen Körper

Die Berechnung der Störkörper-Anomalien konnte wieder mit der Rechenanlage pdp 11/40 durchgeführt werden. Dazu wurde ein FORTRAN-Rechenprogramm verwendet, das die Methode von TALWANI et al. (1959) als Grundlage hatte. Für die Ausführung des Rechenprogramms mußte die Anzahl der Störkörper, ihre Eckpunkte und Dichten, sowie eventuelle Regionalfelder, die den Störkörper-Feldern zu überlagern waren, eingegeben werden. Die graphische Darstellung der Modelle und der dazugehörigen Anomalien erfolgte an dem am Rechner angeschlossenen Benson-Zeichner.

Beim Entwurf eines Modells wurde grundsätzlich versucht, dieses in drei Teilkörper aufzuteilen, nämlich in einen Unterbau, einen Zwischenbau und einen Oberbau. Den Unterbau stellte das Grundgebirge dar (Kristallin und paläozoische Schiefer); zum Zwischenbau wurden die Rotliegend- und Permotrias-Sedimente zusammengefaßt. Den Oberbau bildeten schließlich die Sedimente ab der Trias (Mittlerer Buntsandstein). Diese Aufteilung erfolgte insofern, als zwischen diesen drei Störkörpereinheiten markante Dichteunterschiede zu erwarten sind. Der Unterbau weist aufgrund seiner petrographischen Beschaffenheit, seines dichten Gefüges und der hohen Verfestigung die größten Gesteinsdichten auf. Der Zwischenbau unterscheidet sich vom Oberbau ebenfalls durch eine höhere mittlere Dichte aufgrund seiner meist bedeutend gröberen Ablagerungen und deren stärkeren Verfestigung.

Der Oberbau ist im betrachteten Gebiet hinsichtlich Stratigraphie, Mächtigkeiten und Schichtfallen von Geologen gut erarbeitet, während dagegen über den Zwischenbau nur spärliche Aussagen getroffen werden. Angaben über den Unterbau liegen nur da vor, wo er zu Tage ansteht. Diese Unkenntnis der tiefergelegenen Gesteinsschichten ist vor allem auf das Fehlen von Bohrungen zurückzuführen. Nur triassische und jüngere Sedimente wurden im Untersuchungsgebiet durch Bohrungen gut erschlossen. Insofern lieferte nur die Oberflächengeologie neben einigen wenigen tieferreichenden Bohrungen Randwerte für die Modellerstellung des Zwischen- und Unterbaus.

Für die Gesteinsdichten wurden die Ergebnisse der Laboruntersuchungen an Handstücken und nach dem Nettleton-Verfahren verwendet. Die mittleren Dichten für die Sedimente und für die Schiefer sind bei den Störkörper-Modellen etwas höher angesetzt als bei den Reduktionen der oberflächennahen Gesteinsplatten, da anzunehmen ist, daß sie für tiefergelegene Schichten aufgrund zunehmender Kompaktierung größer sind.

Ein Störkörper-Modell zur Interpretation der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes wurde nur bei Profil Altenparkstein erstellt, um damit das gravimetrisch ermittelte Modell zu stützen. Hierfür stand ein Rechenprogramm zur Ermittlung der Totalintensität des Magnetfeldes zweidimensionaler Körper von J. POHL (1973) am Tischrechner Hewlett-Packard 9810 A zur Verfügung.

3.6. Fehlerbetrachtungen

Die Genauigkeit der berechneten Ergebnisse für jeden Profilpunkt hängt von den Fehlern der Messungen im Gelände und den beschränkten Möglichkeiten der Dichtebestimmung ab. Vereinfachende Annahmen bei der Durchführung der Reduktionen führten zu demgegenüber vernachlässigbaren Ungenauigkeiten.

Magnetische Messungen

Die Messung der Totalintensität des Erdmagnetfeldes war mit dem verwendeten Protonenmagnetometer bis auf ± 1 nT möglich. Die zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes konnten durch Wiederholungsmessungen gut erfaßt werden und dürften sich bei der Bestimmung der Anomalien allenfalls mit einer Ungenauigkeit von ± 3 nT auswirken.

Gravimetermessungen

Das La Coste-Romberg Gravimeter ermöglichte Messungen mit einer Genauigkeit von $\pm 0,01$ mgal. Fehler durch den Gravimetergang konnten durch häufige Wiederholungsmessungen gering gehalten werden; die dadurch bedingte Ungenauigkeit kann mit $\pm 0,01$ mgal angegeben werden. Damit dürfte der von

den Gravimetermessungen herrührende Fehlerbereich in den Schwere-Anomalien $\pm 0,02$ mgal nicht überschreiten.

Geodätische Messungen

Die auszumessenden Höhendifferenzen waren mit den verwendeten geodätischen Geräten gut auf $\pm 0,2$ cm zu bestimmen. Der Vergleich der eigenen Höhenbestimmungen mit den vom Bayerischen Landesvermessungsamt angegebenen Höhen von Höhenfestpunkten, die im Mittel etwa alle 3 km erreichbar waren, ergab maximale Differenzen von 10 cm; in den meisten Fällen war die Abweichung allerdings geringer als 3 cm. Aus dem Vertikalgradienten von $-0,3086$ mgal/m ergibt sich, daß eine Genauigkeit von ± 3 cm bei der Höhenbestimmung jeder Station der Gravimetermeßgenauigkeit von $\pm 0,01$ mgal entspricht.

Die Entfernungen der einzelnen Profilpunkte waren rein meßtechnisch im Gelände sicher bis auf ± 20 cm zu bestimmen. Allerdings war die Lage jeder Meßstation beim Einzeichnen in topographische Karten des Maßstabs 1 : 25 000 schon durch die Strichdicke kaum genauer als ± 10 m festzulegen. Die dadurch bedingte Unsicherheit ist wieder jener bei der Gravimetermessung vergleichbar, da der Nord-Süd-Gradient der Normalschwere etwa $0,8$ mgal/km beträgt. Insgesamt kann also der Fehlerbereich, der auf Ungenauigkeiten bei den geodätischen Arbeiten zurückzuführen ist, mit maximal $\pm 0,04$ mgal angegeben werden.

Gesteinsdichten

Die größten Fehlerquellen bei der Ermittlung der Schwere-Anomalien liegen in der mangelnden Kenntnis der mittleren Gesteinsdichten. Lokal können die tatsächlichen Dichtewerte von den angenommenen sicher bis zu $0,1$ g/cm³ abweichen. Bei der Bouguer-Reduktion würde dies bei den vorliegenden Höhendifferenzen zum Bezugsniveau, die 250 m kaum überschreiten, zu maximalen Fehlern von $0,04191 \cdot 0,1 \cdot 250 \approx 0,86$ mgal führen. Diese Ungenauigkeit trifft jedoch höchstens für kurze Profilabschnitte zu, wirkt sich aber nicht auf die ganze Bouguer-Anomalie aus. Im Mittel sind die Höhendifferenzen zum Bezugsniveau bedeutend kleiner und die Abweichungen der Dichtewerte sicher geringer als $0,1$ g/cm³.

Geländewirkung

An einigen Profilstellen entstanden sicher Fehler durch die Vernachlässigung oder zumindest nicht völlig richtige Erfassung der topographischen Wirkungen. Sie dürften aber kaum zu größeren Abweichungen als 0,1 mgal von der zutreffenden Schwere-Anomalie führen.

Störkörper-Modelle

Eine Bewertung der Interpretation der Schwere-Anomalien durch die entsprechenden Störkörper-Modelle ist nur schwer zu treffen. Die Übereinstimmung der Modelle mit den tatsächlich vorliegenden geologischen Strukturen ist vor allem wieder von der richtigen Wahl der mittleren Gesteinsdichte der einzelnen geologischen Körper abhängig. Auf die Größe der Schwere-Anomalie wirkt sich dabei nur der Dichteunterschied der Störkörper aus. Eine realistische Annahme dürfte sein, daß die Dichtedifferenzen mit einer Ungenauigkeit von ca. 20% behaftet sind; daraus folgt auch für die Mächtigkeiten der einzelnen Störkörper eine Ungenauigkeit von etwa 20%.

4. Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen

Im folgenden werden die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen und deren Interpretation dargestellt und diskutiert. Dazu ist für jedes Profil eine Karte des Profilverlaufs mit einer vereinfachten Angabe der geologischen Verhältnisse, soweit diese aus geologischen Karten entnehmbar waren, erstellt. Weiter wird jeweils eine graphische Darstellung der Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetfeldes und der Schwere-Anomalien gegeben; dabei ist die Topographie des Geländes entlang der Profile in zehnfacher Überhöhung unter den Schwere-Anomalien aufgezeichnet. Die Abbildungen enthalten noch ergänzende Angaben wie Reduktionsniveau, Reduktionsdichten und die Lage von wichtigen Ortschaften. Schließlich wird für jedes Profil noch die Abbildung des ermittelten Störkörper-Modells in Form eines Querschnitts durch die Störkörper unterhalb des gewählten Reduktionsniveaus gegeben. Dabei ist zu beachten, daß sich die Modelle außerhalb des dargestellten Ausschnitts mit denselben Schichtneigungen und den sich daraus ergebenden Mächtigkeiten fortsetzen.

4.1. Profil Weiden

4.1.1. Beschreibung des Profilverlaufs

Der Anfang von Profil Weiden liegt etwa 2 km südwestlich von Freihung (Abb. 15); hier stehen zunächst Oberkreide-Sedimente mit Sanden und einzelnen Sandsteinbänken an. Zwischen Freihung und Thansüß wird die Freihunger Störungszone überquert, an der permotriassische Schichten an die Oberfläche gehoben wurden. Nordöstlich von Freihung zweigt von der Hauptstörung nach Osten die Mauerhof-Störung ab. Der weitere Profilverlauf führt über Dürnast nach Mantel. Den anstehenden Untergrund bilden bis hierher vorwiegend Sedimente der Permotrias mit einer schnell wechselnden Schichtfolge bunter Letten, Arkosensandsteine und Fanglomerate aus frischem Kristallinmaterial, die stellenweise von jüngeren Ablagerungen überdeckt werden; so finden sich kurz vor Dürnast quartäre Sande, Lehm und Schotter,

kurz vor Erreichen des Haidenaabtales Sande des Mittleren Buntsandsteins und schließlich die jungen Talablagerungen der Haidenaab. In etwa mit dem Verlauf dieses Flußtales fällt auch derjenige der Haidenaab-Störung zusammen. Auf dem nächsten Profilabschnitt zwischen Mantel und Weiden herrschen durchwegs wieder die grobkörnigen Rotliegend- und Permtrias-Sedimente vor. Durch Weiden zieht sich von Norden nach Süden die Altenstädter Störung, die als ein Ast der Fränkischen Linie betrachtet wird, der sich von dieser bei Altenstadt abspaltet und nach Süden ins Vorland verläuft. Ab dieser Störung werden an Bruchstufen nach Buntsandstein- und Quartär-Sedimenten, die um Weiden und im Tal der Waldnaab anstehen, Permtrias- und Rotliegend-Ablagerungen und schließlich an der Fränkischen Linie die Kristallin-Gesteine des Grundgebirges herausgehoben. Am Rand des Oberpfälzer Waldes zwischen Tröglersricht und Theisseil liegen entlang des Profils Gneise vor, in die Quarzporphyre eingelagert sind. Zwischen Theisseil und Bergnetsreuth wird der Rand des Leuchtenberger Granitmassivs erreicht. In diesem Übergangsbereich werden von Geologen große, langgestreckte Metabasit-Körper, und zwar überwiegend Amphibolite, angegeben. Ähnlich sind in der Höhe von Boxdorf im Granit Amphibolite und Gneise eingelagert. Das Profil endet am Nordrand von Floß.

Die Topographie entlang des gesamten Profils erscheint relativ bewegt (Abb. 16, unten). Die mittlere Geländehöhe liegt bei etwa 400 m ü. NN; einzelne Geländeerhebungen erreichen im Sedimentvorland Höhen bis zu 470 m ü. NN. Die breiten zwischen km 10,5 und km 13 bzw. km 18 und km 23 liegenden Täler wurden von den Flüssen Haidenaab bzw. Waldnaab geschaffen. Der Aufstieg des Grundgebirges im Oberpfälzer Wald zeigt sich in einem allmählichen Anstieg des Geländes ab km 23 bis zu Höhen über 500 m ü. NN.

Insgesamt wurde auf Profil Weiden an 313 Punkten die Schwere gemessen bei einer auf eine 67° E streichenden Geraden projizierten Gesamtlänge von 31,6 km.

4.1.2. Beschreibung der Anomalien

In Abb. 16 oben ist die Bouguer-Anomalie für Profil Weiden dargestellt. Das Reduktionsniveau liegt bei 400 m ü. NN. Am Profilanfang bis zur Freihunger Linie wurden die Schichten der Oberkreide mit einer Dichte von $2,20 \text{ g/cm}^3$ reduziert. Die Störungszone zeichnet sich in einem starken Anstieg der Bouguer-Werte zwischen km 1,5 und km 3,5 um ca. 10 mgal ab. Für die ab hier anstehenden Rotliegend- und Permtrias-Gesteine bis zum Aufstieg des Grundgebirges im Oberpfälzer Wald ergab sich nach den Bestimmungen an Handstücken (Tab. 1) und nach dem Nettleton-Verfahren eine Reduktionsdichte von $2,40 \text{ g/cm}^3$. Nur auf den Profilabschnitten von km 9,6 bis km 12,4 und km 18 bis km 22,7 wurde für die Ablagerungen des Buntsandsteins und des Quartärs die Dichte $2,30 \text{ g/cm}^3$ verwendet. Die Schwere-Anomalie verläuft ab der Freihunger Störung sehr ruhig mit einem allmählichen Anstieg bis zum Fuß des Oberpfälzer Waldes. Die kleine Depression zwischen km 4 und km 5 ist auf die Wirkung des moorigen Untergrundes in einem kleinen Tal nach Thansüß zurückzuführen. Der Aufstieg des Alten Gebirges ab km 22,8, vor dessen Rand nach den Buntsandstein-Ablagerungen die Schichten der Permtrias und schließlich des Rotliegenden herausgehoben sind, ist in einer allmählichen Dichteerhöhung von $2,30 \text{ g/cm}^3$ auf $2,70 \text{ g/cm}^3$ bis zu den anstehenden Gneisen nach der Fränkischen Linie berücksichtigt. In diese Gneise sind am Gebirgsrand Quarzporphyre eingelagert, die nach der Bestimmung an Proben eine etwas geringere Dichte aufweisen, so daß die Reduktionen erst ab km 24,6 mit $2,70 \text{ g/cm}^3$ durchgeführt wurden, obwohl das Kristallin an sich bereits etwas vor km 24 ansteht. Die Bouguer-Werte steigen in diesem Bereich wieder rasch um 5 mgal an. Der Verlauf der Anomalie ist dann von hier ab bedeutend unruhiger. Das lokale Maximum bei km 27 dürfte auf einen großen Amphibolit-Körper zurückzuführen sein, der am Rand des Granitmassivs eingelagert ist, das ab hier erreicht wird. Die Reduktionsdichte beträgt für die Granite des Leuchtenberger Massivs $2,63 \text{ g/cm}^3$ bis zum Profilende. Der starke Abfall der Anomalie läßt vermuten, daß

dieser Granitkörper in große Tiefen reicht.

Um die Reduktionen im anstehenden Grundgebirge detaillierter und genauer durchführen zu können, wurde für den letzten Profilabschnitt ab km 24 die Schwere-Anomalie eigens berechnet (Abb. 17). Das Reduktionsniveau ist mit 480 m ü. NN dabei der mittleren Geländehöhe besser angepaßt. Der im Übergangsbereich Gneis/Granit eingelagerte Amphibolit-Körper wurde zwischen km 26 und km 27 mit einer höheren Dichte von $2,90 \text{ g/cm}^3$ in den Reduktionen berücksichtigt, ähnlich die zwischen km 29 und km 30 im Granit vorliegende Gneisinsel mit einzelnen Amphibolit-Körpern mit $2,80 \text{ g/cm}^3$. Von diesen kleineren geologischen Einheiten wurden bei den Geländemessungen Gesteinsproben zur Dichtebestimmung entnommen (Tab. 1). Detaillierte Angaben über diese Körper wurden in der geologischen Literatur nicht gefunden; allerdings zeigt die Geologische Karte von Bayern, 1 : 500 000, 1964, ihre ungefähre Lage und Größe.

Die der Karte der Bundesrepublik Deutschland, Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetischen Feldes, 1 : 100 000, Großblatt 134 entnommene Magnetfeld-Anomalie (Abb. 18) zeigt keine Korrelation mit der Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges. Nur die lokale negative Anomalie von ca. 10 nT zwischen km 26 und km 30 dürfte auf eine geringere Magnetisierung des Granitkomplexes zurückzuführen sein.

4.1.3. Diskussion der Störkörper-Modelle

In Abb. 19 ist das Störkörper-Modell zu Profil Weiden aufgezeichnet. Es zeigt am Profilanfang vor der Freihunger Störung eine Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges zwischen 2650 m und 2750 m. Die Mächtigkeit des Zwischenbaus, also der Rotliegend-Sedimente einschließlich der Permotriassischen Grenzschichten, beträgt hier 1650 m. Der Oberbau, der hier Ablagerungen vom Mittleren Buntsandstein bis zur Höheren Oberkreide umfaßt, erreicht Mächtigkeiten zwischen 1000 m und 1100 m. In der Nähe des Profils wurden zur Aufsuchung von Bleierzlagerstätten eine Reihe von Kernbohrungen niedergebracht. So zeigt die Bohrung Freihung 1, Ansatzpunkt 411 m ü. NN, 700 m südlich vom Bahnhof Freihung folgendes, vereinfachtes

Schichtverzeichnis (siehe Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn): bis ca. 222 m Oberkreide-Sedimente, vorwiegend Quarz-Feldspat-Glimmer-Sande und -Sandsteine, Kaolinsande; bis ca. 385 m Jura-Sedimente (Lias, Dogger), vorwiegend Tone, Sande;

bis Endteufe 812 m Keuper-Sedimente (einschließlich Unterer Benkersandstein), eine wechselnde Folge von Sanden, Sandsteinen, Letten und Tonen, durchsetzt von Arkosen und Arkosensandsteinen.

Darunter dürften laut Angaben H. TILLMANN'S, der die Geologie dieses Kartenblatts erarbeitet hat, die übrigen triassischen Schichten (Unterer Keuper bis Mittlerer Buntsandstein) noch eine Mächtigkeit von ca. 300 m besitzen.

Das Einfallen der Strukturen im Modell von etwa 100 m auf 2 km vor der Freihunger Störung zeigt auch Übereinstimmung mit dem kartierten Schichtfallen der oberflächennahen Gesteinspakete.

Die mittlere Dichte des Oberbaus ist zu $2,30 \text{ g/cm}^3$ angenommen. Dem Zwischenbau, der ab der Freihunger Störungszone an die Oberfläche gehoben wurde, ist eine Gesteinsdichte von $2,48 \text{ g/cm}^3$ zugeordnet, dem kristallinen Untergrund, der überwiegend aus Gneisen bestehen dürfte, von $2,70 \text{ g/cm}^3$.

Die Störungszone zwischen km 2 und km 3 wurde in zwei Hauptstörungen aufgeteilt, wobei die erste der eigentlichen Freihunger Linie zuzuordnen ist mit einer Sprunghöhe von 800 m, die zweite, östlichere der davon abzweigenden Mauerhof-Störung mit einer Sprunghöhe von 650 m. Beide zeigen Aufschiebungscharakter mit einem Einfallen von ca. 80° NE. Die Bearbeitung H. TILLMANN'S (Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn) ergab hier ebenso eine südwestvergente Aufschiebungszone mit insgesamt über 1300 m Sprunghöhe und ähnlichem Einfallswinkel. Die Arbeiten anderer Geologen weisen damit übereinstimmende Ergebnisse auf (siehe B. v. Freyberg, 1969)

Der kristalline Untergrund fällt nach der Störungszone bis zu km 11,5 nach NE ein; dementsprechend nimmt die Mächtigkeit der Rotliegend- und Permotrias-Sedimente in der sogenannten Weidener

Rotliegend-Bucht von 1250 m bei km 3 auf 2200 m bei km 11,5 zu. Hier wird nun die östlich gelegene Scholle an der Haide-naab-Störung relativ angehoben und zwar im Modell um 450 m. H. STEINLEIN (1953) hat diese Störung teilweise erschlossen und vermutet ihre größte Sprunghöhe bei Etzenricht (ca. 4 km südöstlich von Mantel) zwischen 600 m und 1000 m.

Der kristalline Untergrund steigt nun stark an, wird bei km 19,5 an einer Störung, die mit der Altenstädter Störung identisch sein dürfte, nochmals um 250 m angehoben und kommt dann nach zwei weiteren Störungen bei km 23 und km 23,9 mit jeweils ca. 300 m Sprunghöhe endgültig an die Oberfläche. Über den Charakter hinsichtlich Auf- bzw. Abschiebung der letztgenannten Störungen lassen sich aus der ermittelten Schwere-Anomalie keine eindeutigen Hinweise entnehmen. Sie wurden im Modell daher alle als in etwa senkrecht stehend angenommen. Ebenso finden sich darüber in der geologischen Literatur nur vage Angaben und Vermutungen (siehe B. v. Freyberg, 1969; B. Schröder, 1965). B. SCHRÖDER (1963) errechnet für das Gebiet um Altenstadt als Gesamtsprunghöhe von Altenstädter Störung und Fränkischer Linie 2150 m, während sich dafür nach dem Modell etwas südlicher bei Weiden nur noch ca. 1300 m ergibt.

Die Mächtigkeiten des Zwischenbaus im Modell bestätigen die Vorstellungen von geologischen Untersuchungen. So wurden in der Weidener Bucht zwei Tiefbohrungen niedergebracht, die beide bei 1400 m Tiefe das Rotliegende noch nicht durchteuft haben (L. v. Ammon, O. M. Reis, 1927). Dabei soll die Bohrung bei Neunkirchen in unmittelbarer Profilnähe (km 15,8) etwa in der Mitte des Unterrotliegenden stehen geblieben sein, so daß darunter noch ca. 300 m zu vermuten sind. Dies ergäbe eine Gesamtmächtigkeit von über 1700 m; im Modell ergibt sich dafür 1500 m. Die andere Bohrung bei der Rablmühle (Nähe Röthenbach), ca. 1,7 km südlich des Profils bei km 9, zeigt ähnliche Ergebnisse; die Mächtigkeit des Zwischenbaus beträgt hier im Modell ca. 1900 m. Eine gute Bearbeitung des Rotliegenden in der Weidener Bucht stammt von R. v. KOENIGSWALD (1929); er gibt die Sedimentabfolge als Wechsel von Konglomeraten, Fanglomeraten, Arkosen, Arkosensandsteinen,

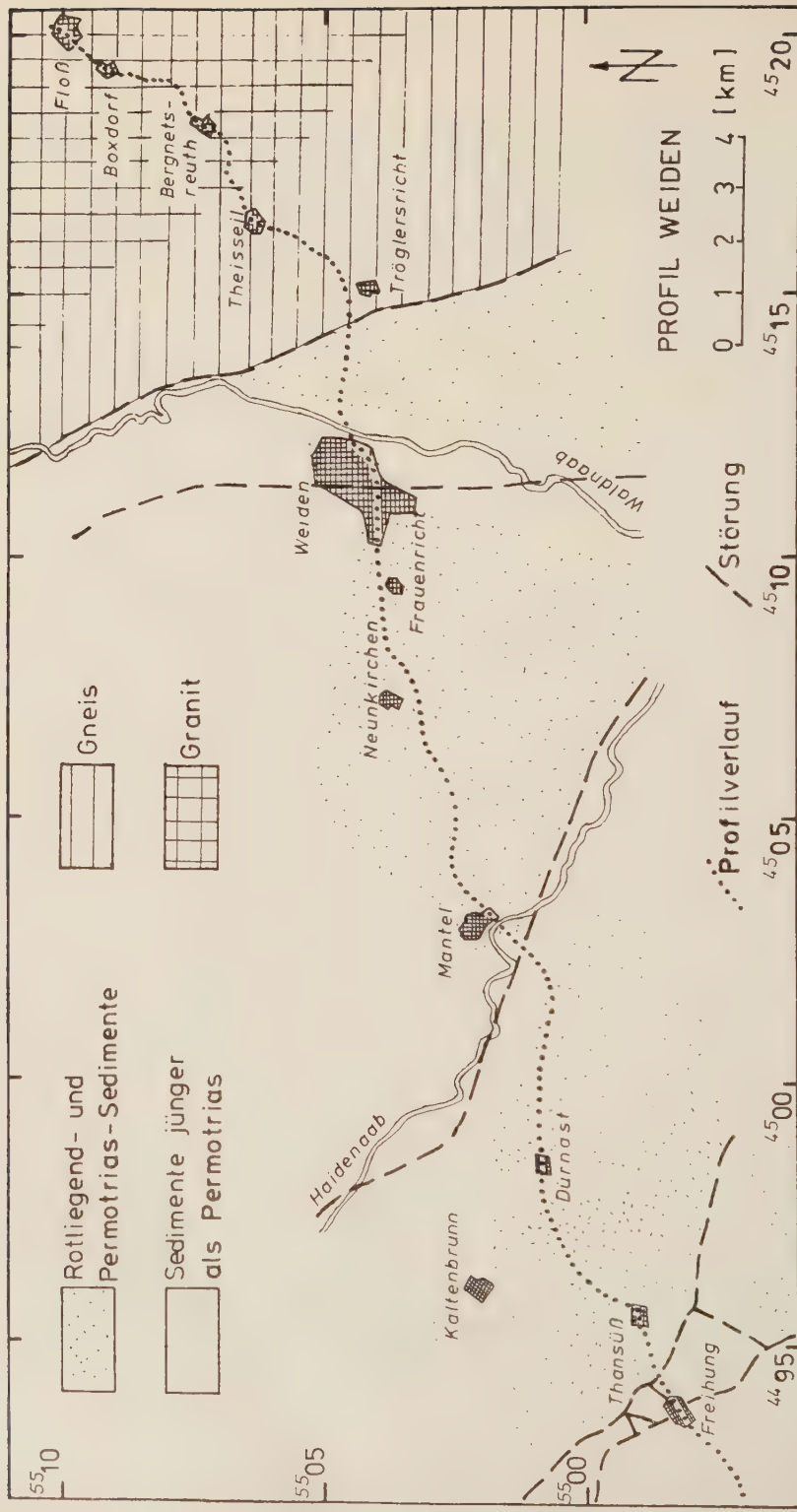


Abb. 15: Verlauf von Profil Weiden

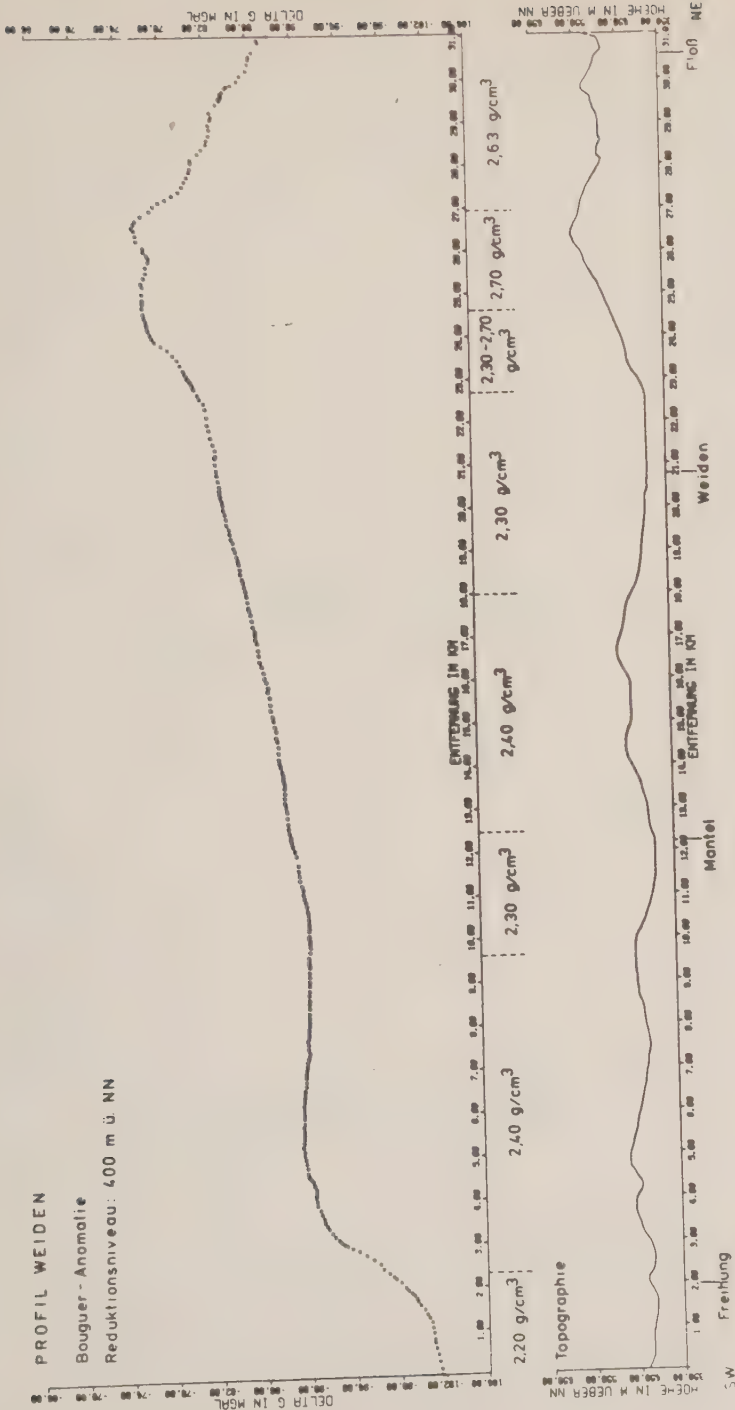


Abb. 16: Bouguer-Anomalie und Topographie Profil Weiden

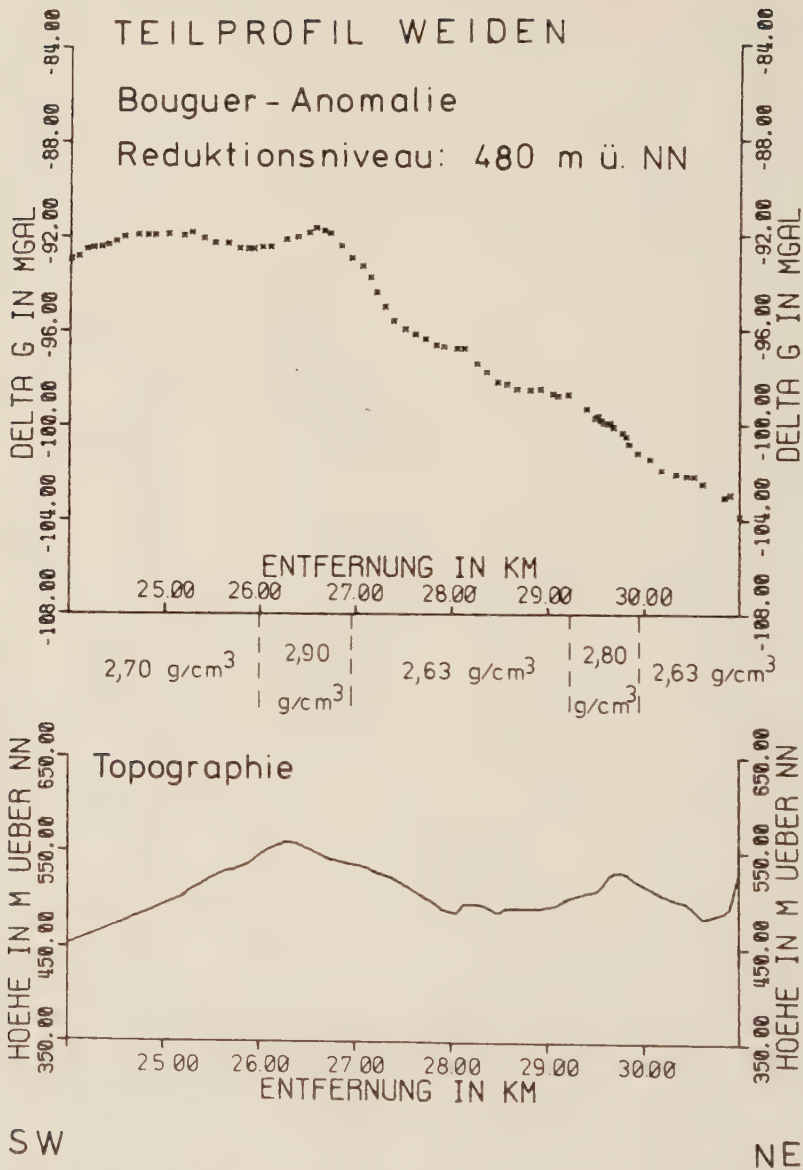


Abb. 17: Bouguer-Anomalie und Topographie Teilprofil Weiden

PROFIL WEIDEN

Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes

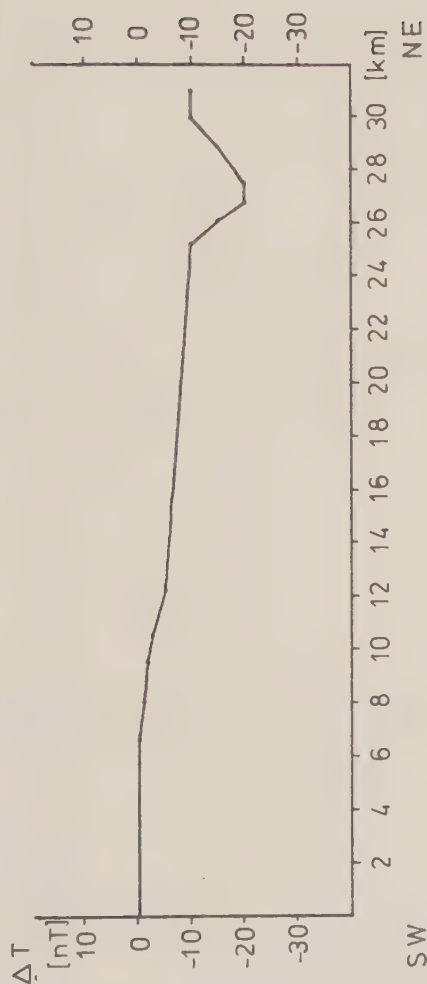
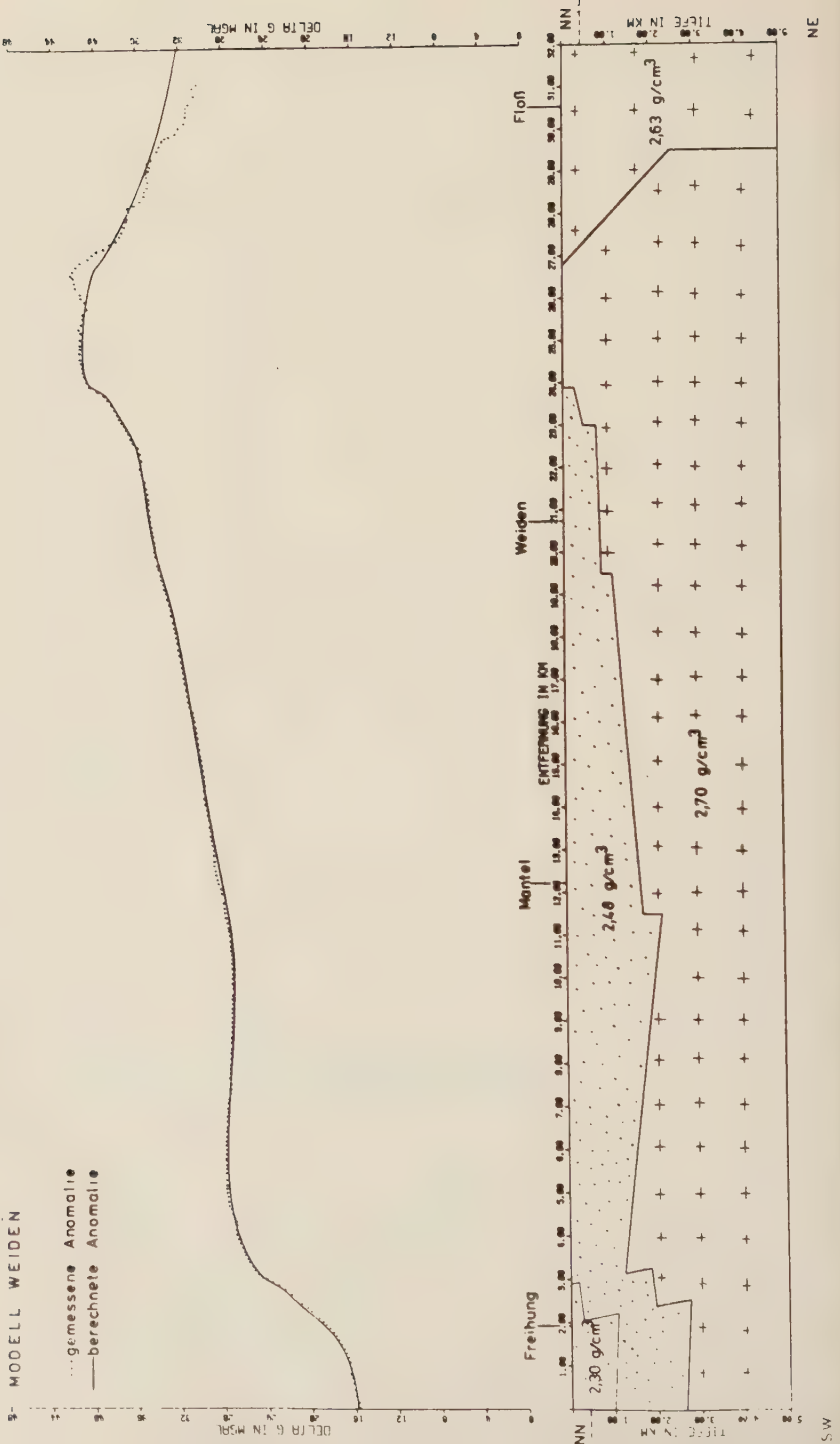


Abb. 18: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes Profil Weiden



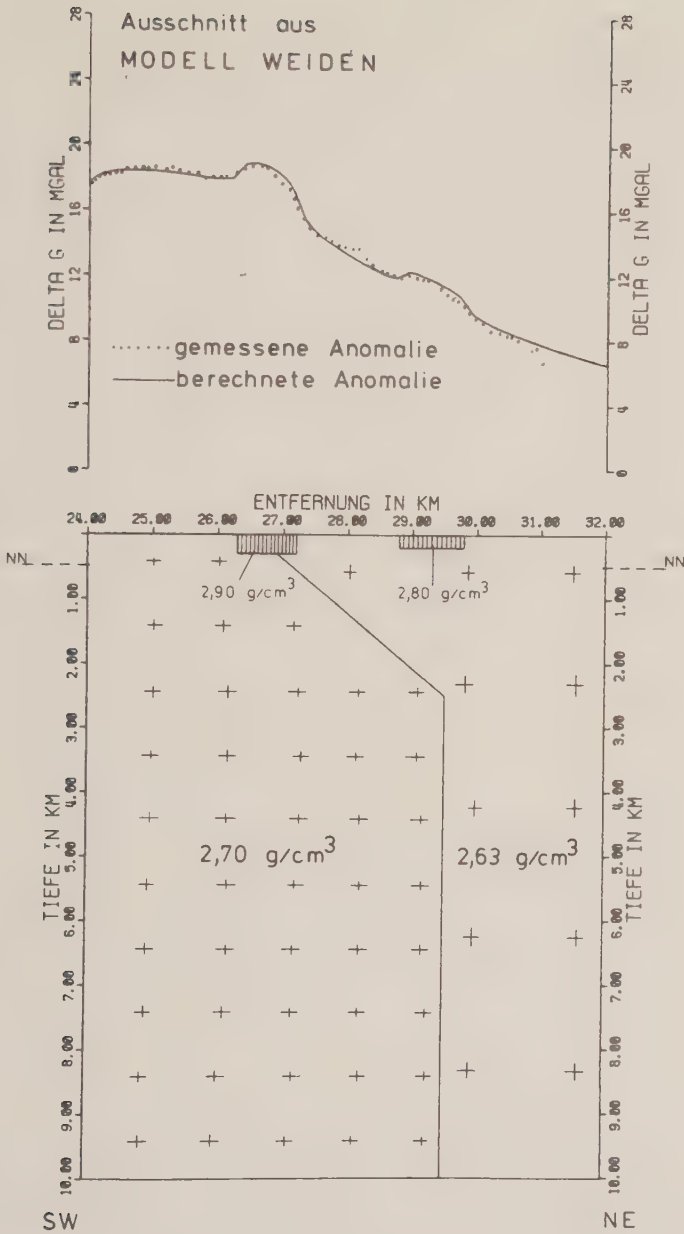


Abb. 20: Ausschnitt aus Modell Weiden

Schiefertonen, mit Karbonat- und Gipseinschaltungen, Kohle- und Brandschiefer-Flözen an. Die Ablagerungen sind dem Rotliegenden zuzuordnen, Oberkarbon-Sedimente fehlen in der Weidener Bucht. Die Frage der zeitlichen Einordnung der obersten Schichten, also vom Oberrotliegenden bis zum Buntsandstein, bereitet Schwierigkeiten und wird daher von den verschiedenen Autoren unterschiedlich gehandhabt (siehe H. Steinlein, 1953). Das kristalline Grundgebirge in Form von Gneisen steht im Oberpfälzer Wald bis etwa km 27 an. Ab hier überlagert sich dem Gneis der Granit des Leuchtenberger Massivs, Dichte $2,63 \text{ g/cm}^3$, wobei die Grenze zwischen den beiden zunächst bis km 29,4 weniger steil und dann nahezu senkrecht einfallen dürfte. Zur besseren Angleichung von Störkörper- und gemessener Anomalie wurde für den Bereich von km 24 bis km 32 ein eigenes Modell erstellt (vergleiche auch das Teilprofil in Abb. 17), das in Abb. 20 zu sehen ist. Dieses Teilmodell wurde bis eine Tiefe von 10 km berechnet. Bei dem Leuchtenberger Granit dürfte es sich um das Dach eines Granitplutons handeln, unter Umständen um eine "westliche Zunge des Falkenberger Massivs" (H. Strunz, A. Mücke, 1975), der im Modell mindestens 10 km mächtig ist. Am Westrand des Granitmassivs ist zwischen km 26,3 und km 27,2 ein Amphibolit eingelagert, der bei einer Dichte von $2,90 \text{ g/cm}^3$ in eine Tiefe von 300 m reicht. Ähnlich findet sich im Granitgebiet zwischen km 28,8 und km 29,8 eine Gneisinsel, durchsetzt von Amphiboliten, der bei einer mittleren Dichte von $2,80 \text{ g/cm}^3$ eine Mächtigkeit von 200 m zukommt. Ein kleinerer Körper höherer Dichte scheint sich auch noch bei km 28 in der gemessenen Anomalie abzuzeichnen, wurde allerdings im Modell nicht berücksichtigt.

4.2. Profil Holzhammer

4.2.1. Beschreibung des Profilverlaufs

Am südlichen Profilanfang von Profil Holzhammer wurde die Schwere zunächst an drei, jeweils etwas über 1 km auseinander liegenden Höhenfestpunkten vermessen, nämlich in Wolfsbach, bei der Zißl-Mühle und in Döswitz (Abb. 21).

Ab Kemnath erfolgten dann die Schweremessungen mit den üblichen kurzen Abständen von ca. 100 m.

Bis etwas nördlich von Kemnath a. B. steht das Kristallin des Naabgebirges an und taucht dann ganz allmählich unter der Sedi-
mentbedeckung der sogenannten "Keupermulde" von Holzhammer weg.
Im Naabgebirge, das noch zum südlichen Oberpfälzer Wald gehört,
ist das kristalline Grundgebirge sehr tief angeschnitten, da
hier nach starken Hebungen eine seit dem jüngeren Paläozoikum
anhaltende Verwitterung und Abtragung vorherrscht. Es wird
daher von hochgradig metamorphen Gneisen (im Untersuchungs-
gebiet Gneis mit Granulitendenz; siehe G. Troll, 1975) auf-
gebaut, die von breiten Granitkörpern durchsetzt sind.
Der Profilabschnitt von Kemnath bis zur Neudorf-Luhe-Linie
liegt in der "Keupermulde" von Holzhammer. Hier liegen von
Süden nach Norden aufeinanderfolgend Sedimente des Mittleren
und Oberen Buntsandsteins sowie des Keupers (Mittlerer Keuper
und Benkersandstein), die teilweise von quartären Sanden und
Schottern überdeckt sind. Diese Ablagerungen bestehen über-
wiegend aus Sanden mit Geröll und vor allem im Keuper aus
lockeren Sandsteinen. Muschelkalk-Sedimente fehlen in diesem
Gebiet völlig.

Etwa 1 km nördlich Neuersdorf überquert das Profil die Ost
-West streichende Neudorfer Störung. An ihr wird die Rotliegend
-Scholle der Weidener Bucht herausgehoben, so daß ab hier bis
zum Profilende vorwiegend Permotrias-Sedimente (Sandsteine,
Letten, Fanglomerate, Arkosen) anstehen; auflagernde Bunt-
sandstein-Ablagerungen finden sich noch auf dem kurzen Ab-
schnitt zwischen Hannersgrün und der nördlich gelegenen Stö-
rung, die das östliche, ausklingende Ende der Mauerhof-Störung
darstellt (vergleiche Profil Weiden), und am Profilende vor
dem Haidenaabtal.

Das Profilende stößt hier auf das Profil Weiden bei km 10,6;
beide Profile verlaufen fast senkrecht zueinander.

Die Morphologie des Geländes spiegelt in etwa die geologischen
Gegebenheiten wider (siehe Topographie zu Profil Holzhammer
Abb. 22, unten): Im Naabgebirge wurden entlang des Profils
Höhen zwischen 450 und 500 m ü. NN gemessen. Gemäß dem all-

mählichen Abfallen des Grundgebirges unter die Sedimentbedeckung ("Keupermulde" von Holzhammer) vertieft sich das Gelände zu mittleren Höhen von 400 m ü. NN. An der Neudorf-Luhe-Linie rufen die Permotrias-Schichten einen steilen, markanten Geländeanstieg hervor (bis 550 m ü. NN). Bis zum Profilende fällt das Gelände mit relativ bewegtem Relief wieder zu mittleren Höhen von 400 m ü. NN ab.

Entlang von Profil Holzhammer wurde an 176 Punkten die Schwere gemessen. Die Gesamtlänge des Profils beträgt bei einer Projektion auf eine 13° -W streichende Gerade 18,7 km.

4.2.2. Beschreibung der Anomalien

Das Reduktionsniveau für Profil Holzhammer liegt bei 400 m ü. NN (Abb. 22). Die Gesteinsprobenwägungen und das Nettleton-Verfahren ergaben für das Kristallin des Naabgebirges die relativ niedrige Reduktionsdichte von $2,60 \text{ g/cm}^3$. Gemäß dem allmählichen Abtauchen des Grundgebirges unter die Sande des Buntsandsteins wurde die Dichte zwischen km 3,6 und km 5,3 stufenweise zu $2,00 \text{ g/cm}^3$ herabgesetzt; die niedrige Dichte ergibt sich vor allem wieder aus dem Nettleton-Verfahren. Ab km 8,7 schalten sich zunehmend Sandsteinbänke des Keupers in die Sande ein. Die Reduktionsdichte wurde daher stufenweise erhöht und beträgt ab der Neudorfer Störung $2,40 \text{ g/cm}^3$ für die Permotrias-Gesteine. Bis hierher zeigt die Bouguer-Anomalie einen ziemlich ruhigen, von Süden nach Norden - auch im anstehenden Grundgebirge - leicht ansteigenden Verlauf. Die Störung bei km 10,5 zeichnet sich durch einen raschen Anstieg der Bouguer-Werte um 1,5 mgal ab. Die Reduktionsdichte von $2,40 \text{ g/cm}^3$ wurde bis km 14,4 beibehalten und ist dann aufgrund des Nettleton-Verfahrens zu $2,30 \text{ g/cm}^3$ bis zum Profilende erniedrigt. Auf diesem letzten Abschnitt zeigt die Schwere-Anomalie weiter einen stetigen Anstieg nach Norden. Geringe Korrelationen zwischen Anomalie und Topographie an einigen Stellen sind durch die Talfüllungen von kleineren Flüssen und Bächen bedingt, so bei km 12 (Mühlloh-Bach), km 12,9 (Loh-Bach), km 17,2 (Röthen-Bach).

Die Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes für Profil Holzhammer ist wieder der Karte der Bundesrepublik Deutschland, Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetischen Feldes, 1 : 100 000, Großblatt 134 entnommen (Abb. 23). Es zeigt sich ein relativ positiver Anteil der Größenordnung 10 nT zwischen km 3 und km 10 und ein vergleichbar großer negativer zwischen km 11 und km 17. Dies kann mit der Heraushebung der Naabgebirgsscholle an der Neudorf-Luhe-Linie bei km 10,5 erklärt werden und steht damit in Einklang zu der Schwere-Anomalie und deren Interpretation (vergleiche Abb. 24).

4.2.3. Diskussion des Störkörper-Modells

Das Störkörper-Modell zu Profil Holzhammer zeigt im Süden die angehobene Scholle des Naabgebirges (Abb. 24). Die mittlere Dichte dieses aus Graniten und hochgradig metamorphen Gneisen bestehenden Kristallingebiets, das von einer Anzahl von Verwürfen und Mylonitisierungszonen durchsetzt ist, wurde aufgrund der Bestimmung an Handstücken (Tab. 1) und von Ergebnissen früherer Arbeiten (siehe H. K. Fuchs, 1977) relativ niedrig mit $2,60 \text{ g/cm}^3$ angesetzt. Den Gneisen des kristallinen Untergrunds in der nördlicheren Vorlandsscholle wurde eine mittlere Dichte von $2,70 \text{ g/cm}^3$ zugeordnet (vergleiche auch Profil Weiden). Diese Gneise dürften von der seit Ende des Paläozoikums fast durchwegs der Verwitterung ausgesetzten Naabgebirgsscholle bereits abgetragen sein. Der Abbruch des Grundgebirges in das nördliche Vorland vollzieht sich ab der steilstehenden Neudorfer Störung mit 700 m Sprunghöhe bei km 10,5 bis zu km 14; er muß durchaus nicht so glatt ausgebildet sein, wie im Modell angegeben, sondern kann sich aus einer Anzahl von Staffelbrüchen mit geringen Sprunghöhen zusammensetzen. Das nördliche Ende dieser Abbruchszone bei km 14 kann mit dem in etwa in diesem Bereich von Geologen (H. Steinlein, 1953) vermuteten Ausklang der Mauerhof-Störung in Verbindung gebracht werden. Nach H. STEINLEIN (1953) liegt an der Neudorfer Störung eine ausgesprochene Kippschollenkreuzung vor, deren Kreuzungspunkt

etwa 2 km ostnordöstlich von Neudorf liegt und deren Sprunghöhe von hier nach W und E rasch zunimmt. Sie fällt bei Neudorf mit 84° steil nach N ein und besitzt hier einen Verwerfungsbetrag von 120 m.

Die Sedimentmächtigkeit der der Naabgebirgsscholle auflagernden "Keupermulde" von Holzhammer nimmt ab km 4,5 bis zur Neudorf-Luhe-Linie ständig auf ca. 200 m zu. Ihre Gesteinsdichte beträgt im Modell $2,20 \text{ g/cm}^3$. Es wurden in ihr eine Anzahl von Bohrungen niedergebracht, die im Nordteil in Tiefen von 80-90 m auf Sande und feinkörnige Arkosen trafen, die wahrscheinlich bereits der Permotrias zugerechnet werden können. Im Süden fehlen permotriassische Sedimente, hier lagern Buntsandstein-Schichten direkt dem Kristallin auf (siehe Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6438 Schnaittenbach).

Die Rotliegend- und Permotrias-Sedimente der Weidener Bucht erreichen bei einer mittleren Dichte von $2,48 \text{ g/cm}^3$ Mächtigkeiten bis zu 2300 m, die nach Norden geringer werden; dies stimmt auch gut mit den Vermutungen von Geologen überein (siehe auch Profil Weiden).

Die geringen Abweichungen der gemessenen Anomalie von der berechneten zwischen km 12 und km 14 dürften auf die flache, von Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins ausgefüllte "Eichelbachmulde" (nach H. Steinlein, 1953) zurückgeführt werden, die im Modell nicht eigens berücksichtigt ist.

Insgesamt wurde bei Modell Holzhammer ein zusätzliches, gleichmäßig von S nach N zunehmendes Regionalfeld von 0,45 mgal/km angenommen. Ein Regionalfeld dieser Größenordnung ist auch in der Schwerekarte von Westdeutschland, Bouguer-Isanomalen, 1 : 1 000 000, 1957 angedeutet. Sein Ursprung könnte in Strukturen der tieferen Erdkruste liegen (Vermutung von aufgedrungenen plutonischen Massen im tieferen kristallinen Untergrund, H. Tillmann in Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn) oder auch in einer noch größeren Dichtezunahme des Kristallins als im Modell angenommen.

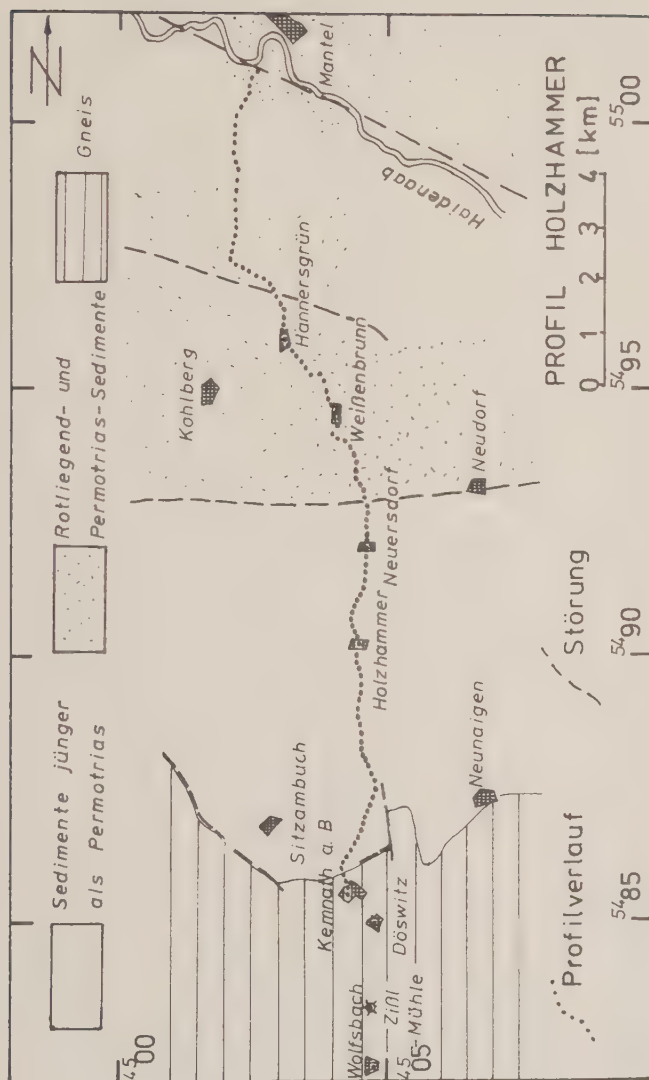


Abb. 21: Verlauf von Profil Holzhammer

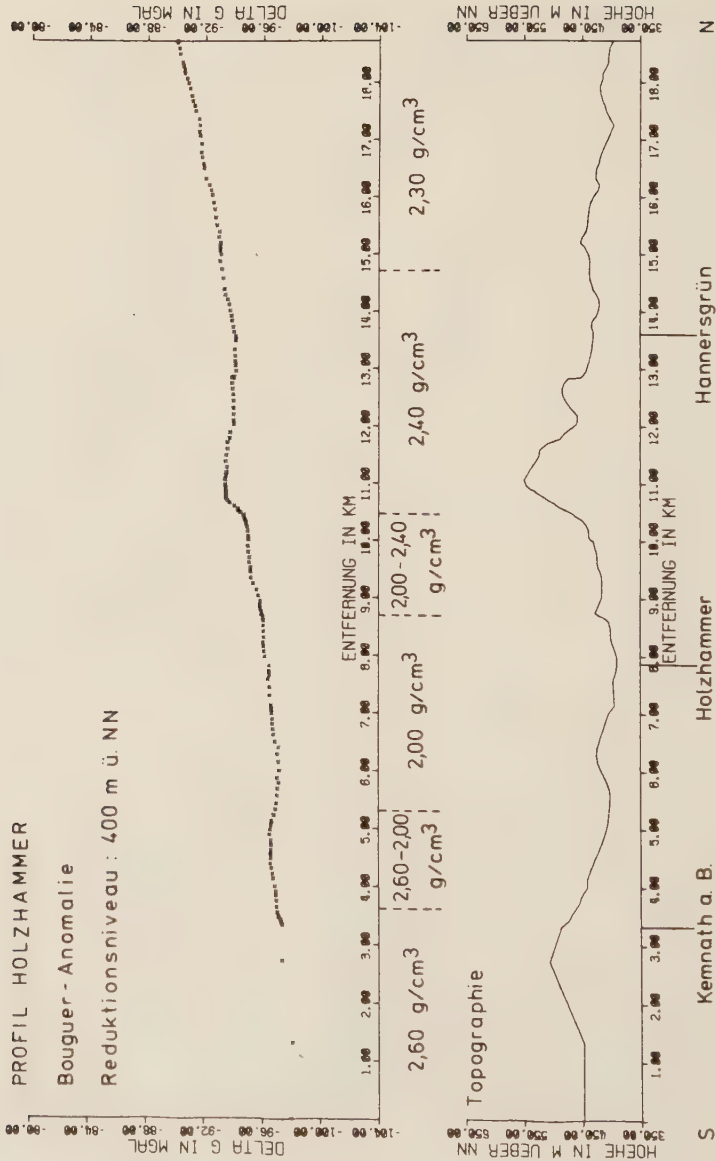


Abb. 22: Bouguer-Anomalie und Topographie Profil Holzhammer

PROFIL HOLZHAMMER

Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes

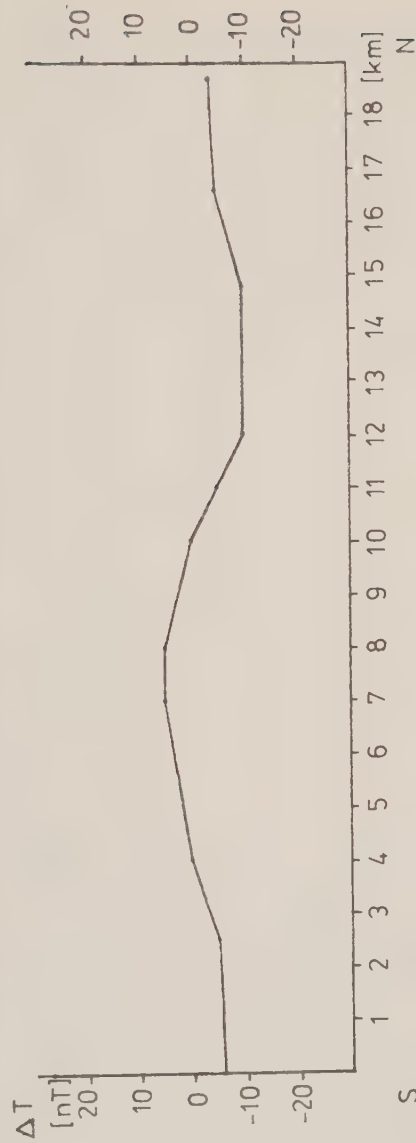


Abb. 23: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes Profil Holzhammer

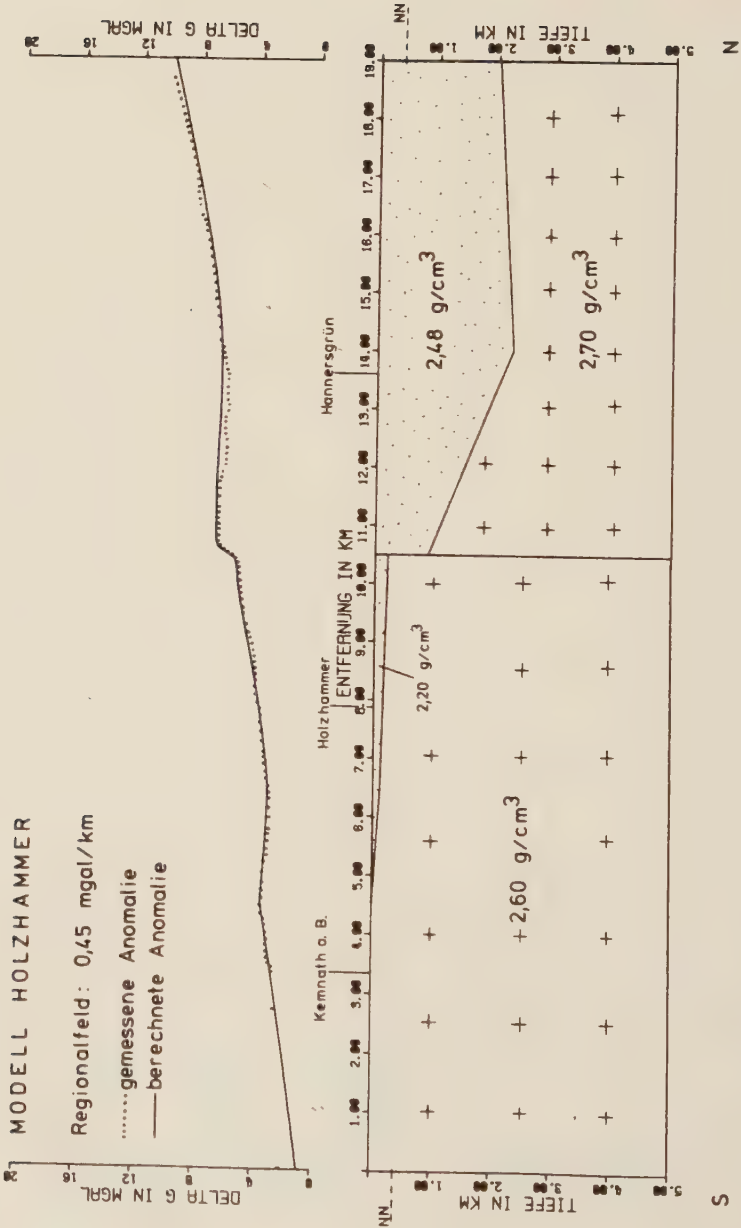


Abb. 24: Modell Holzhammer

4.3. Profil Altenparkstein

4.3.1. Beschreibung des Profilverlaufs

Am Profilanfang wurden die Schweremessungen nur an Höhenfestpunkten durchgeführt und zwar in Gößenreuth, bei der Kollermühle, in Moos, am Waldrand südwestlich der Kahrmühle, an der Kahrmühle und an einem Bahn-Durchlaß südwestlich von Döllnitz (Abb. 25). Auf diesem Anfangsabschnitt stehen Trias-Sedimente vom Unteren Muschelkalk (in terrestrischer Ausbildung) bis zum Unteren Keuper (Mittlerer Benkersandstein) überwiegend in Form von Sandsteinen an; größtenteils werden diese Schichten von quartären Schottern überdeckt.

Das geschlossene Profil beginnt dann am Ostrand von Altendorf und verläuft ab hier zunächst noch im Keuper, dem kurz nach Pfaffenreuth Oberkreide-Sedimente auflagern. Auch auf dem weiteren Profilverlauf über Schwand nach Altenparkstein bilden diese Oberkreide-Schichten des Hessenreuther Forstes den anstehenden Untergrund. Sie setzen sich aus wenig verfestigten Schottern, Sanden und Tonen zusammen. An der Fränkischen Linie zwischen Altenparkstein und Kirchendemenreuth wurden Keuperschichten hochgeschleppt. Das kristalline Grundgebirge steht als Gneis ca. 600 m südwestlich Kirchendemenreuth an. Entlang des letzten Profilabschnitts im Oberpfälzer Wald sind in die Gneise langgestreckte Amphibolit-Körper eingelagert, deren SE-NW Streichen in etwa parallel zum Gebirgsrand an der Fränkischen Linie ist. Diese Amphibolit-Körper finden sich bei Kirchendemenreuth und Steinreuth, ebenso am Profilende zwischen Püllersreuth und Gleißenthal. Ihre in Abb. 25 angegebene Lage ist einer am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München vorliegenden, unveröffentlichten Kopie einer Kartierung von G. FISCHER (1965) entnommen. Die Topographie entlang des ganzen Profils Altenparkstein ist recht bewegt (Abb. 26, unten). Die mittlere Geländehöhe liegt im Sedimentvorland bei etwas über 450 m ü. NN, im Oberpfälzer Wald bei über 500 m ü. NN. Die heutige exponierte Lage des Kreidevorlands im Hessenreuther Forst, dessen Höhenlage sich eng an das des Alten Gebirges anschließt, dürfte

auf junge Hebungen intrapliozänen Alters zurückzuführen sein (siehe Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6137 Kemnath).

Auf Profil Altenparkstein wurde an 132 Punkten die Erdschwere und an 106 Punkten die Totalintensität des Erdmagnetfeldes gemessen. Die Meßstrecke hat bei einer Projektion auf eine 66° E streichende Gerade eine Länge von 19,9 km.

4.3.2. Beschreibung der Anomalien

Im Sedimentvorland des Alten Gebirges wurden die Schwere-Reduktionen mit einer Dichte von $2,30 \text{ g/cm}^3$ durchgeführt bei einem Bezugsniveau von 400 m ü. NN (Abb. 26). Die Bouguer-Anomalie zeigt hier insgesamt einen ruhigen, ausgeglichenen Verlauf; nur zwischen km 10 und km 14 zeichnet sich im Gebiet der Oberkreide des Hessenreuther Forstes eine geringe Depression ab. Am Aufstieg des Grundgebirges an der Fränkischen Linie wurde die Reduktionsdichte zwischen km 14 und km 14,9 von $2,30 \text{ g/cm}^3$ auf $2,70 \text{ g/cm}^3$ erhöht und diese bis zum Profilende beibehalten. Am Rand des Gebirges waren topographische Reduktionen bis 1,2 mgal nötig. Die Störung an der Fränkischen Linie zeigt sich in einem raschen Anstieg der Schwere-Anomalie um über 12 mgal an. Im Gebiet des anstehenden Kristallins zeichnen sich zwei lokale Anomalien ab, die auf die höhere Dichte der Amphibolit-Körper gegenüber den Gneisen zurückzuführen sind. Zur genaueren Erfassung dieser Körper in den Reduktionen wurde der letzte Profilabschnitt ab km 14 mit einem höheren Reduktionsniveau von 500 m ü. NN berechnet (Abb. 27). Die sich in der Anomalie abzeichnenden und auch der Kartierung von G. FISCHER (1965) zu entnehmenden Bereiche der Amphibolite wurden dabei mit der höheren Dichte von $2,90 \text{ g/cm}^3$ berücksichtigt.

Die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes wurde erst ab km 7,7 vermessen (Abb. 28). Die Anomalie fällt von hier mit Schwankungen, die auf engstem Raum bis 60 nT betragen können, allmählich im Mittel um ca. 70 nT bis zum Rand des Oberpfälzer Walds ab. Die Amphibolit-Körper heben sich ab km 15 aufgrund ihrer hohen Magnetisierung durch lokale An-

malien von mehreren Hundert mT vom umgebenden Gneisgebiet ab.

4.3.3. Diskussion der Störkörper-Modelle

In Abb. 29 ist das Störkörper-Modell zu Profil Altenparkstein aufgezeichnet. Die Triasmächtigkeiten sowie deren Schichtfallen sind von Geologen gut erarbeitet und konnten daher als Randwerte für die Modellerstellung verwendet werden (siehe u. a. H. Steinlein, 1953; B. Schröder, 1965; Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6237 Grafenwöhr). Die triassischen Sedimente haben dabei am Profilanfang eine Mächtigkeit von etwa 350 m und nehmen dann bis km 9 auf 400 m zu. Ab hier wird die Hessenreuther Kreidemulde erreicht, deren weitspanniger Muldenbau spät- bis postoberkretazisch anzusetzen ist (B. Schröder, 1965). Ihre größte Tiefe liegt kurz nach km 10 bei etwas über 600 m und nimmt dann bis zur Fränkischen Linie auf 350 m ab. Diese mesozoischen Schichten wurden mit einer mittleren Dichte von $2,35 \text{ g/cm}^3$ berechnet. Die Mächtigkeit der zwischen diesem Oberbau und dem kristallinen Grundgebirge (Dichte $2,70 \text{ g/cm}^3$) liegenden Rotliegend- und Permotrias-Sedimente ergibt sich zu 1200 m; ihre Dichte beträgt wie in den vorausgehend besprochenen Modellen $2,48 \text{ g/cm}^3$. Die Schichtgrenzen zwischen Oberbau und Zwischenbau bzw. Zwischenbau und kristallinem Untergrund wurden als parallel angenommen.

Die Störung an der Fränkischen Linie erweist sich als Aufschubung mit 60° Fallen nach NE und einer Sprunghöhe von etwa 1700 m (ohne dem Abtrag auf dem gehobenen Flügel des Grundgebirges). Geologen haben an einem Aufschluß an der Straße zwischen Altenparkstein und Kirchendemenreuth eine Aufschubung mit einem Vergenzwinkel von 80° erarbeitet (siehe u. a. B. v. Freyberg, 1969).

Die Störkörper-Anomalie wurde im Bereich des anstehenden Grundgebirges in etwa dem Niveau der Bouguer-Anomalie in den Gebieten angepaßt, in denen Gneise vorliegen, also bei km 17 und am Profilende. Die zusätzlichen lokalen Anomalien, hervorgerufen durch die Amphibolite, wurden in einem eigenen Störkörper-Modell für den letzten Profilabschnitt ab km 14

berücksichtigt (Abb. 30), auf dem auch die Bouguer-Anomalie gesondert errechnet worden war (vergleiche Abb. 27). Dabei ergaben sich 3 größere Körper: Der Amphibolit am Gebirgsrand zwischen km 15,3 und km 16,0 reicht in eine Tiefe von 100 m, während der Amphibolit-Körper zwischen km 16,2 und km 16,8 eine bedeutend größere Mächtigkeit von 900 m aufweist; der dritte Amphibolit zwischen km 17,7 und km 19,6 kommt aus einer Tiefe von 850 m allmählich an die Oberfläche und beißt zwischen km 18,9 und km 19,6 aus.

Um die Interpretation der gravimetrischen Messungen zu stützen, wurde in diesem Bereich auch für die Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes ein Störkörper-Modell entworfen (Abb. 31). Dieses zeigt eine nahezu übereinstimmende Lagerung der Amphibolite zu der im gravimetrischen Modell; nur die ersten beiden Körper erscheinen etwas schmaler. Der Grund dafür dürfte darin liegen, daß zum einen der Meßpunkt-Abstand von ca. 100 m zu groß war für eine detaillierte Erfassung dieser Strukturen und zum anderen durch die Streufelder nahegelegener Ortschaften auf längeren Strecken Lücken in der Magnetfeldvermessung entstanden (z. B. zwischen km 15,2 und km 15,6). Bei km 18 scheint sich noch eine oberflächen-nahe Amphibolit-Linse magnetisch abzuzeichnen, allerdings ist sie durch zu wenig Meßwerte erfaßt und wurde daher im Modell nicht berücksichtigt. Für die Berechnung der Störfelder der Amphibolite wurde deren allgemeine Streichrichtung mit 24° W und eine rein induzierte Magnetisierung von 0,8 A/m angenommen, bei einer mittleren Totalintensität des Erdmagnetfeldes von 47 700 nT mit einer Inklination von $65,4^\circ$ und einer Deklination von 2° W. Die beiden letztgenannten Werte wurden einer Veröffentlichung von D. VOPPEL und K. WIENERT (1974) entnommen; sie gelten zwar für die Epoche 1965, allerdings kann angenommen werden, daß sie sich bis zum Zeitpunkt der Feldmessungen nur wenig verändert haben (vergleiche auch die Veröffentlichungen des Geophysikalischen Observatoriums Füssenfeldbruck, 1979).

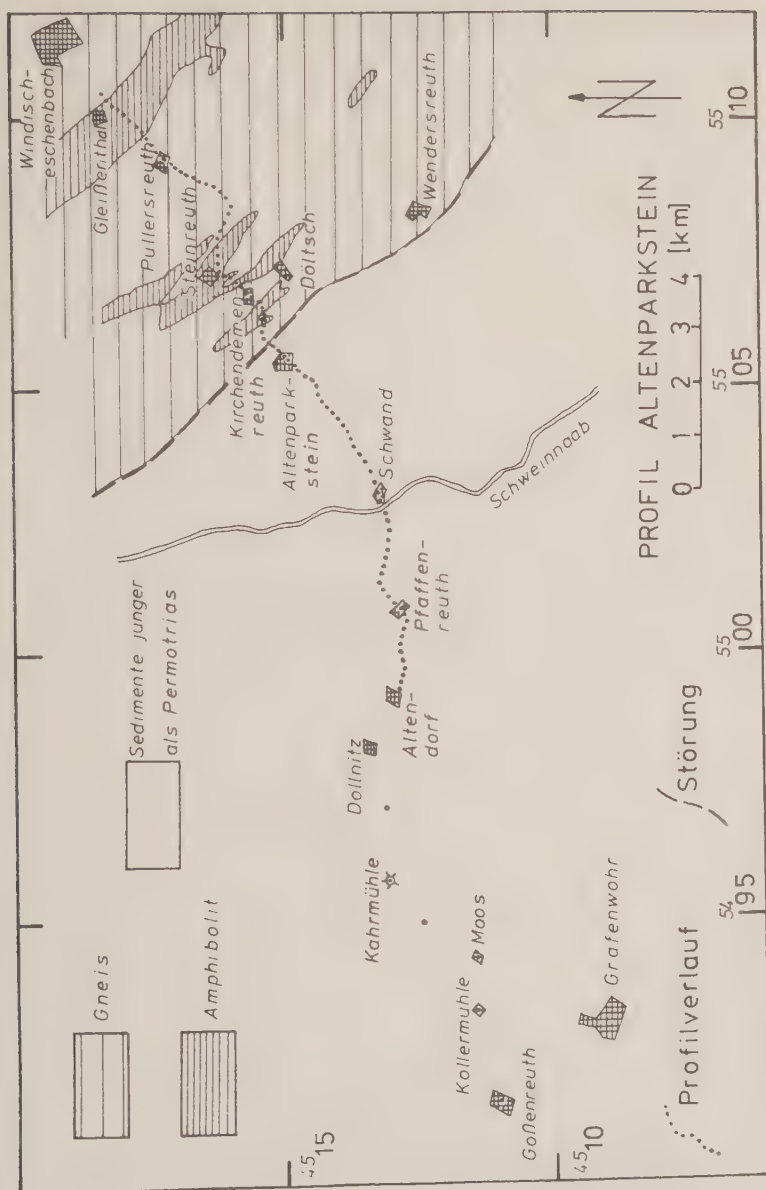


Abb. 25: Verlauf von Profil Altenparkstein

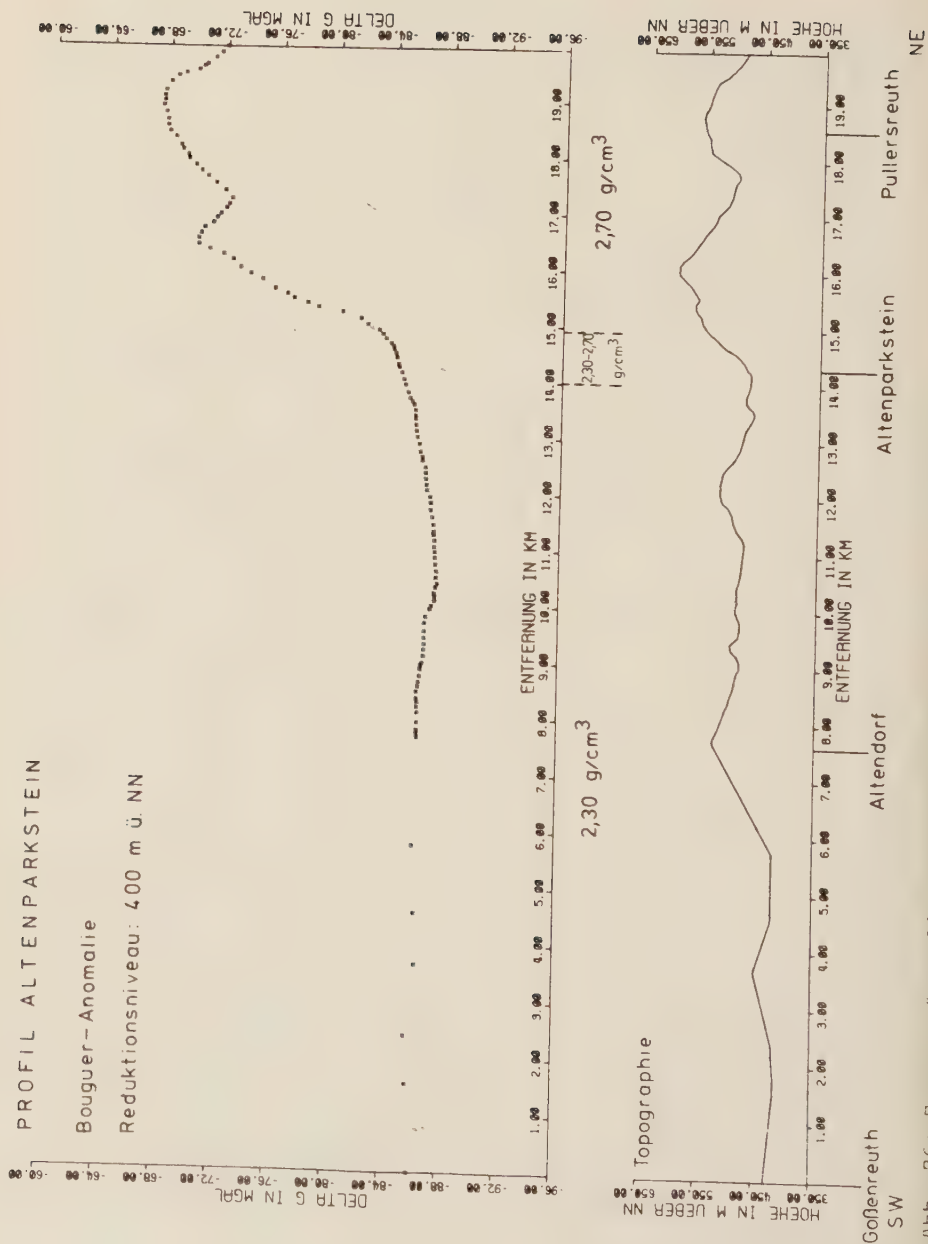


Abb. 26: Bouguer-Anomalie und Topographie Profil Altenparkstein

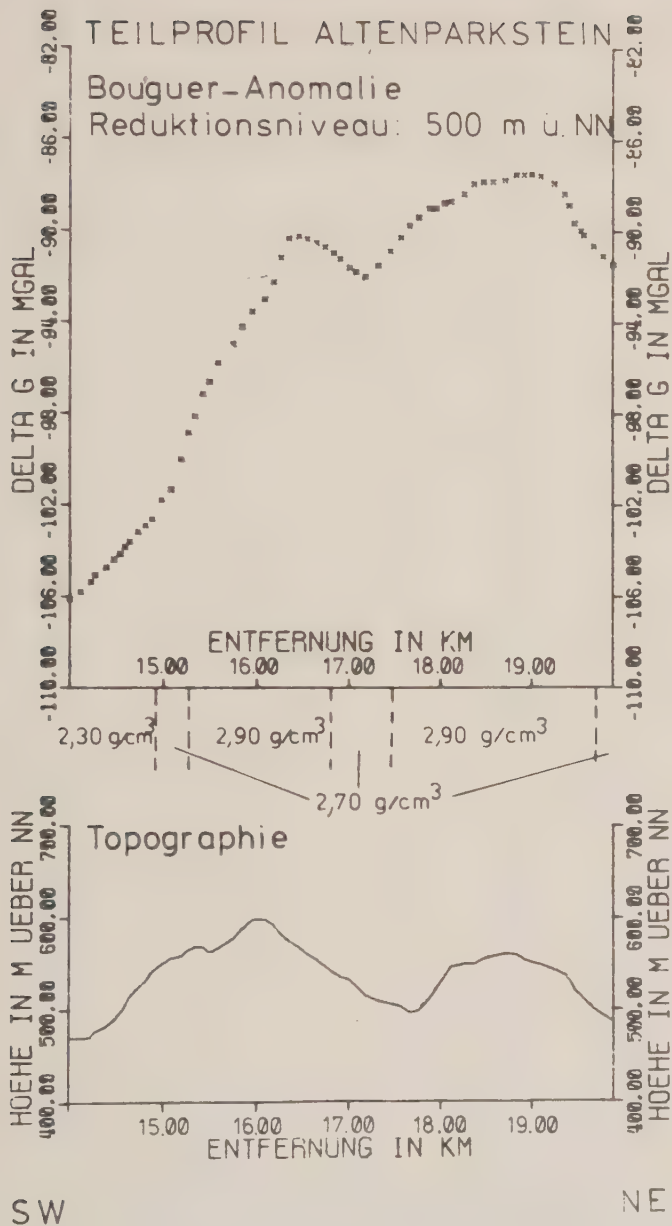


Abb. 27: Bouguer-Anomalie und Topographie Teilprofil Altenparkstein

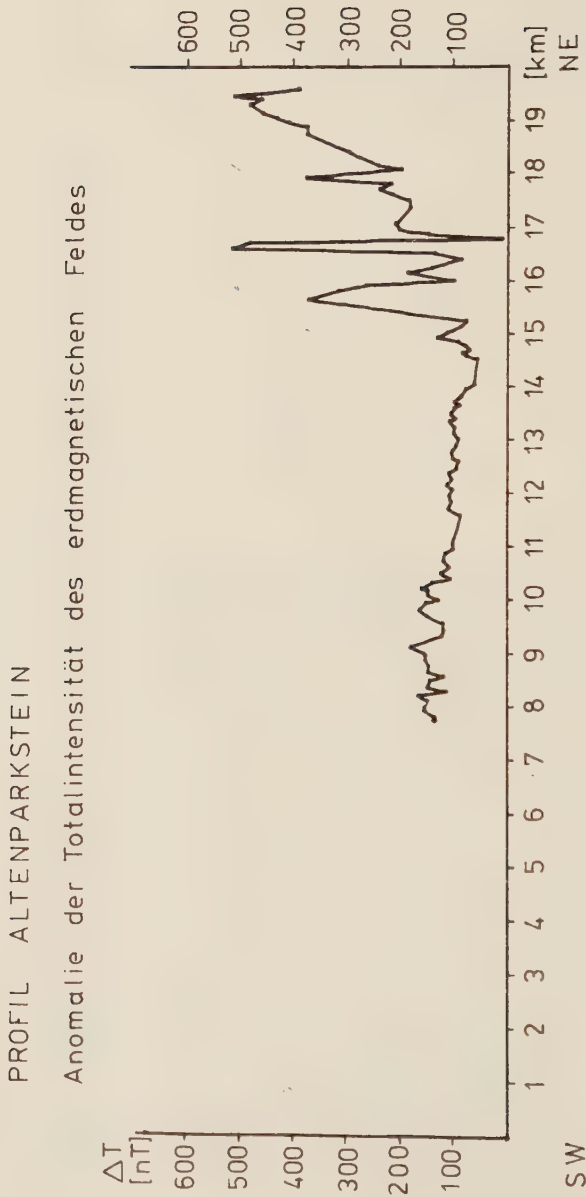
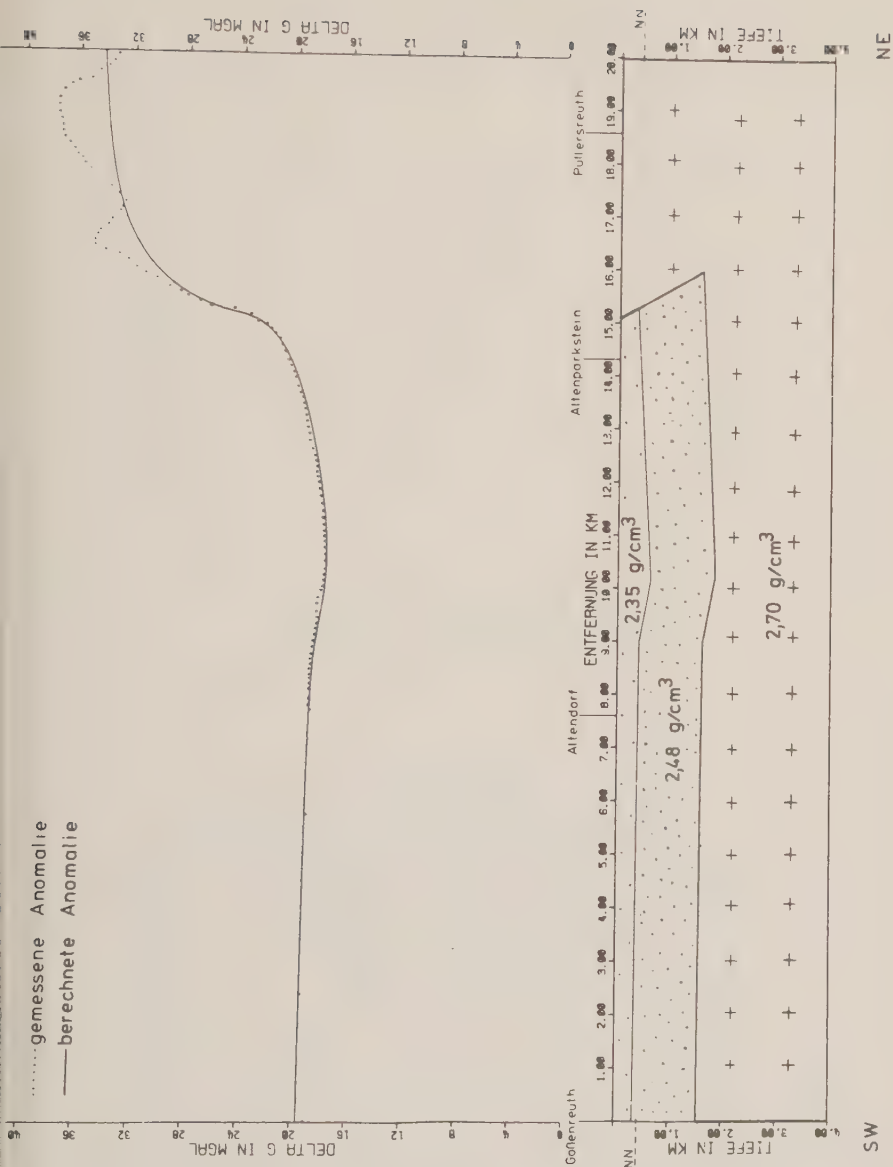


Abb. 28: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes Profil Altenparkstein



SW NE
Abb. 29: Modell Altenparkstein

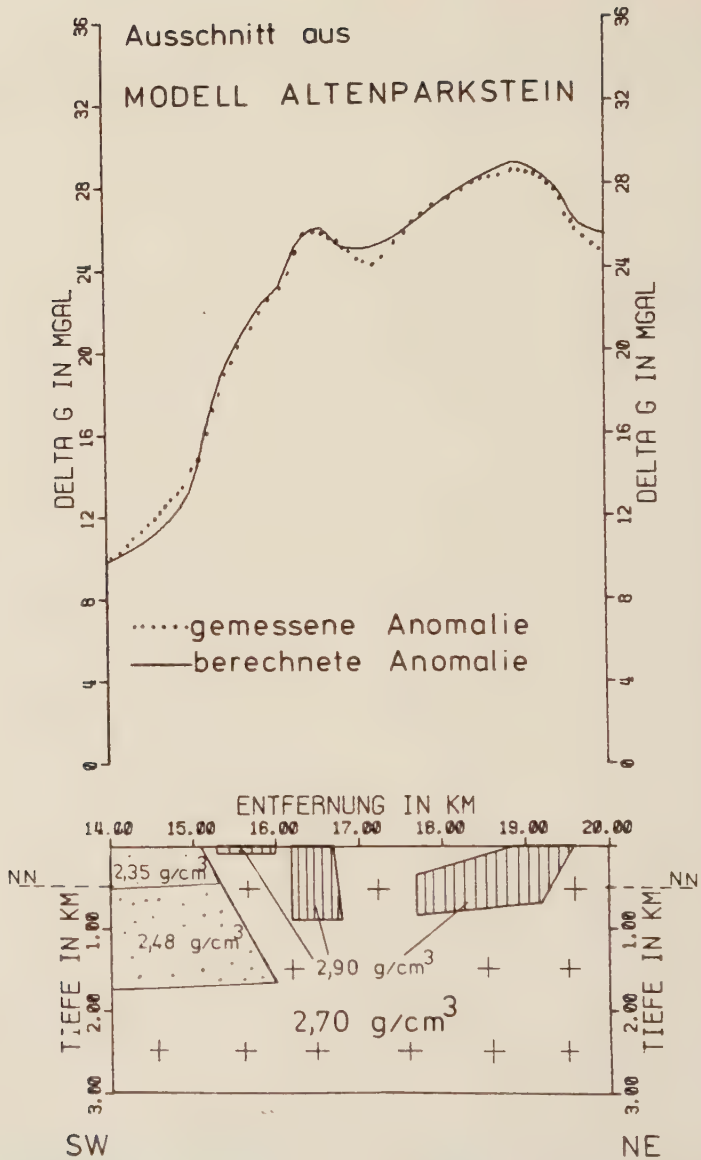


Abb. 30: Ausschnitt aus Modell Altenparkstein

AUSSCHNITT AUS PROFIL ALTENPARKSTEIN

Anomalie, der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes

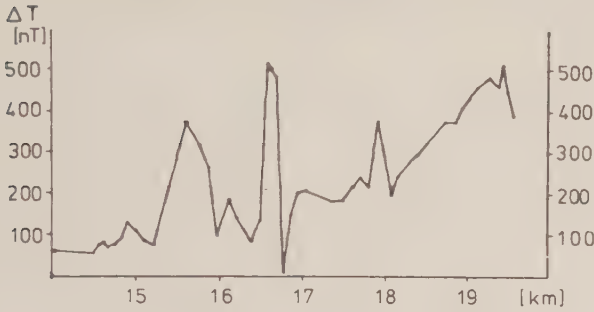
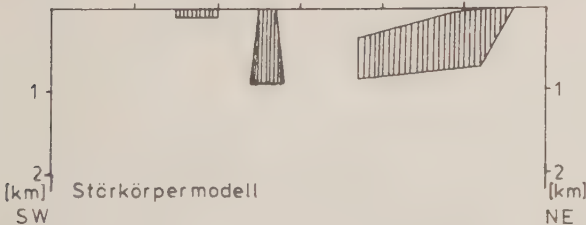
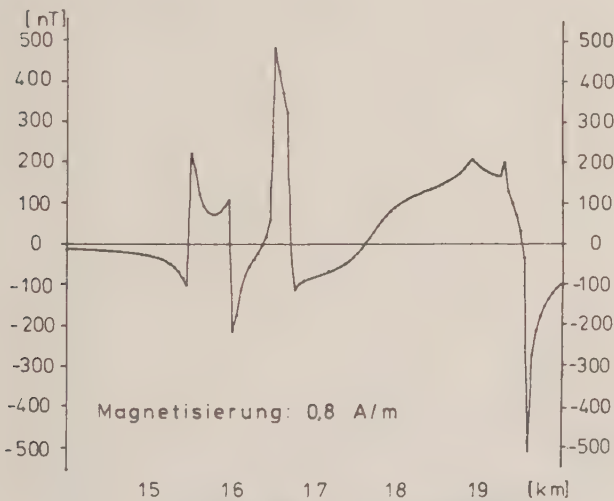
 ΔT berechnete Anomalie der Störkörper

Abb. 31: Ausschnitt aus Profil Altenparkstein (Störkörper-Modell zu Magnetfeld-Anomalie)

4.4. Profil Guttenberg

4.4.1. Beschreibung des Profilverlaufs

In Abb. 32 ist der Verlauf von Profil Guttenberg dargestellt. Mit den Messungen wurde bei Scheckenhof im westlichen Sedimentvorland des Alten Gebirges begonnen. Die Meßstrecke führt über Filchendorf und Unterbruck nach Kastl. Bis hierher fallen die Trias-Schichten gleichmäßig nach NE ein, so daß nach und nach immer jüngere Keuper-Gesteine zum anstehen kommen und zwar von den Lehrbergsschichten bei Scheckenhof über Blasensandstein, Coburger Sandstein und Burgsandstein bis zum Feuerletten, der die jüngsten Keuper-Sedimente auf dem ganzen Profil darstellt. An einer Störung, die am Südrand von Kastl verläuft, werden wieder ältere Keuper-Schichten (Blasensandstein) herausgehoben. Der nächste Profilabschnitt von Kastl bis Guttenberg liegt überwiegend auf Mittlerem Buntsandstein und trifft nur ca. 1,5 km vor Atzmannsberg auf Oberkreide-Gesteine, die in Form einer kleinen Zunge von dem südöstlich gelegenen Kreidegebiet des Hessenreuther Forstes herüberstreichen. Das Profil kreuzt auf diesem Abschnitt auch eine Anzahl, meist SE-NW streichender Störungen, die in geringem Abstand aufeinander folgen. Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Profils Guttenberg waren gut den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6137 Kemnath und einer Arbeit von B. SCHRÖDER (1958) zu entnehmen. Der Verlauf der Störungen ist nur an einigen Stellen im Gelände ersichtlich, da er ansonsten von quartären Talfüllungen überdeckt wird oder aus anderen Gründen nicht eindeutig kartierbar ist; er wird daher auf den geologischen Karten häufig nur als "vermutet" eingezeichnet. Die Sedimentschichten, überwiegend Sandsteine mit Sand-, Ton- und Letteneinlagen, gehen nach Guttenberg an mehreren Störungen in ordovicische Schiefer über (Phycoden-Serie, Gräfenthaler-Serie), die hier das anstehende Grundgebirge bilden. Der paläozoische Anteil des hier betrachteten Untersuchungsgebiets gehört als Scharnier sowohl zur Tektonik des Fichtelgebirges wie auch zur Tektonik des Oberpfälzer Waldes. Es liegt

im anstehenden Grundgebirge ein stark ausgeprägter Schuppenbau vor, der sich in mehreren schmalen Zonen äußert, die SW-NE von der Fränkischen Linie bis zur Fichtelnaab-Störung streichen und zumeist nach Nordwesten einfallen. Die letztgenannte Störung fällt in etwa mit dem Verlauf des Fichtelnaabtales zusammen. Östlich dieses Tales taucht das Massiv des Steinwald-Granits auf. Etwa 2-3 km südlich des letzten Profilabschnitts, dessen Ende nordöstlich von Bingarten im Fichtelnaabtal liegt, befindet sich der im Grundgebirge eingebrochene Rotliegendetrog von Erben-dorf. Eine umfassende Arbeit darüber liegt von H. DE TERRA (1925) vor. Danach enthält die Sedimentfüllung eine über 1000 m mächtige Schichtenfolge vom Oberkarbon bis einschließlich Oberrotliegendem, die in einseitig nach NW geneigter Lagerung vorliegen. Die Topographie (Abb. 33, unten) entlang von Profil Guttenberg zeigt Höhen zwischen 450 und 600 m ü. NN, wobei das Gelände im SW vor der Störung bei Kastl tiefer liegt als in dem von einer Anzahl von Störungen durchzogenen Gebiet vor der Fränkischen Linie und schließlich die höchsten Erhebungen im anstehenden Grundgebirge aufweist.

Auf Profil Guttenberg wurde an 108 Stationen die Schwere und an 51 Punkten die Totalintensität des Erdmagnetfeldes gemessen. Die Gesamtlänge ergibt sich bei einer Projektion auf eine 65° E streichende Gerade zu 13,6 km.

4.4.2. Beschreibung der Anomalien

Die Bouguer-Anomalie zu Profil Guttenberg zeigt vom südwestlichen Anfang bis km 6 einen gleichmäßigen, allmählichen Anstieg um ca. 3 mgal, bleibt dann bis etwa km 10,5 auf gleichem Niveau und weist vor dem Anstieg um über 5 mgal an der Fränkischen Linie eine geringe Depression auf (Abb. 33).

Das Bezugsniveau liegt bei 400 m ü. NN; die Reduktionsdichten ergaben sich nach den Dichtebestimmungen an Handstücken (Tab. 1) und mit Hilfe des Nettleton-Verfahrens zu $2,30 \text{ g/cm}^3$ im Sedimentvorland und zu $2,65 \text{ g/cm}^3$ im anstehenden Grundgebirge. Der Übergang zwischen beiden wurde von km 11,2 bis km 12,2 in einer stufenweisen Erhöhung der Dichte berücksichtigt. Für Profil Guttenberg wurde zusätzlich die Freiluft-Anomalie

graphisch dargestellt, um an ihr die volle Korrelation mit der Topographie zu demonstrieren. Dagegen weist die Bouguer-Anomalie kaum mehr Beziehungen zur Topographie auf; eine Korrelation scheint allerdings noch zwischen km 6 und km 7 vorzuliegen; jedoch muß dies auf tatsächliche Zusammenhänge zwischen Gesteinsdichte und Oberflächenrelief zurückzuführen sein, da für diesen kleinen Abschnitt ansonsten eine sehr unwahrscheinliche Reduktionsdichte angesetzt werden müßte, um die Korrelation verschwinden zu lassen.

Am Rand des Alten Gebirges erwiesen sich topographische Reduktionen bis 0,5 mgal als nötig.

Die Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes (Abb. 34) fällt unter leichten Schwankungen im Mittel wieder gleichmäßig von SW nach NE bis zum anstehenden Grundgebirge ein; es lassen sich keine Beziehungen zur Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche erkennen. Größere Lücken liegen für diese Anomalie zwischen km 1,6 und km 2,8 bzw. km 3,6 bis km 6 aufgrund des Fehlens von Meßwerten in der Umgebung von Ortschaften vor.

4.4.3. Diskussion des Störkörper-Modells

Das Grundgebirge, das im betrachteten Gebiet auch unter der Sedimentauflage des Vorlands des Alten Gebirges aus Paläozoischen Schieferen bestehen dürfte, steigt vom Profilanfang im SW von einer Tiefe von 800 m auf 580 m bei km 5 an und wird hier in Form eines Horstes auf 450 m bzw. 400 m Tiefe bei km 6,7 angehoben. Es fällt nach der kleinen Störung bei Km 6,7 mit dem Verwerfungsbetrag von 80 m nach NW leicht ab bis zu einer Tiefe von 570 m bei km 10,4. Ab hier bis km 11,5 zeigt sich ein grabenförmiger Einbruch, der zwischen 700 m und 650 m tief liegt. Nach diesem steigt das Grundgebirge an drei Störungen an die Oberfläche und steht ab km 12,4 an (Abb. 33). Das Einfallen der Verwerfungsflächen der Störungssysteme im Sedimentvorland läßt sich aus der gemessenen Anomalie nicht eindeutig entnehmen und wurde daher im Modell zumeist als senkrecht angenommen; nur die beiden östlichsten Störungen, an denen sich der endgültige Grundgebirgsaufstieg vollzieht,

lassen sich als Aufschiebungen mit einem Einfallen zwischen 45° - 50° NE deuten. B. SCHRÜDER (1958) hat hier eine mit 45° nach NE einfallende Aufschiebung in einem Hohlweg nördlich Guttenberg erschlossen.

Geologen geben für die im Sedimentvorland kartierten Sprunghöhen meist geringere Werte an als die Interpretation der gemessenen Schwere-Anomalie ergibt. Dies könnte zum einen darauf zurückzuführen sein, daß sich die Bewegungen der Schollen des Grundgebirges im Oberbau schwächer durchpausen, oder andererseits seinen Grund darin haben, daß das tektonische Bild in diesem Gebiet durch rückläufige Bewegungen verwirrt wird, wie dies auch von B. SCHRÜDER (1958) für einige der hier vorliegenden Störungen für möglich gehalten wird.

Falls die Angaben über die Triasmächtigkeiten und deren Schichtfallen aus den geologischen Arbeiten als Randwerte für das Modell eingesetzt werden, ergibt sich bei den angenommenen Dichtewerten eine relativ geringe Mächtigkeit der Rotliegend-Sedimente; diese keilen an den beiden Rändern des Horstes bei km 5 bis km 6,7 aus, besitzen am Profilanfang ca. 350 m Mächtigkeit und vor dem Gebirgsrand ca. 200 m Mächtigkeit. Dieses Auskeilen bedeutet, daß dieser Horst zumindest bereits seit Beginn der Trias bestand, was durchaus möglich erscheint, wenn man die Tatsache in Rechnung stellt, daß ein Großteil der sich in Kreide und Tertiär im Oberbau durchpausenden Störungen auf ältere Anlagen zurückgeht. Allerdings erstaunt die relativ geringe Mächtigkeit des Zwischenbaus, wenn die Füllung des Rotliegendtrogas von Erbdorf mit mehr als 1000 m betrachtet wird. Andererseits gibt E. v. PRGSCH (1939) aus dem nur wenige km nördlich gelegenen Gebiet um Kemnath Mächtigkeiten der Schichten des Rotliegenden von 200-250 m (Oberrotliegendes mit verfestigten, sandigen Tonen, Arkosensandsteinen, Sanden) und der Permotrias mit 70-90 m (feinstückige Fanglomerate, Tonsande) an. Möglicherweise haben Hebungen am Ende des Paläozoikums (saalisch ?) zum Abtrag von bereits vorhandenen Sedimentschichten geführt, wovon das Erbdorfer Gebiet nicht betroffen war.

Die Dichten wurden im Modell für den Oberbau mit $2,35 \text{ g/cm}^3$, für den Zwischenbau mit $2,45 \text{ g/cm}^3$ und für die Schiefer des

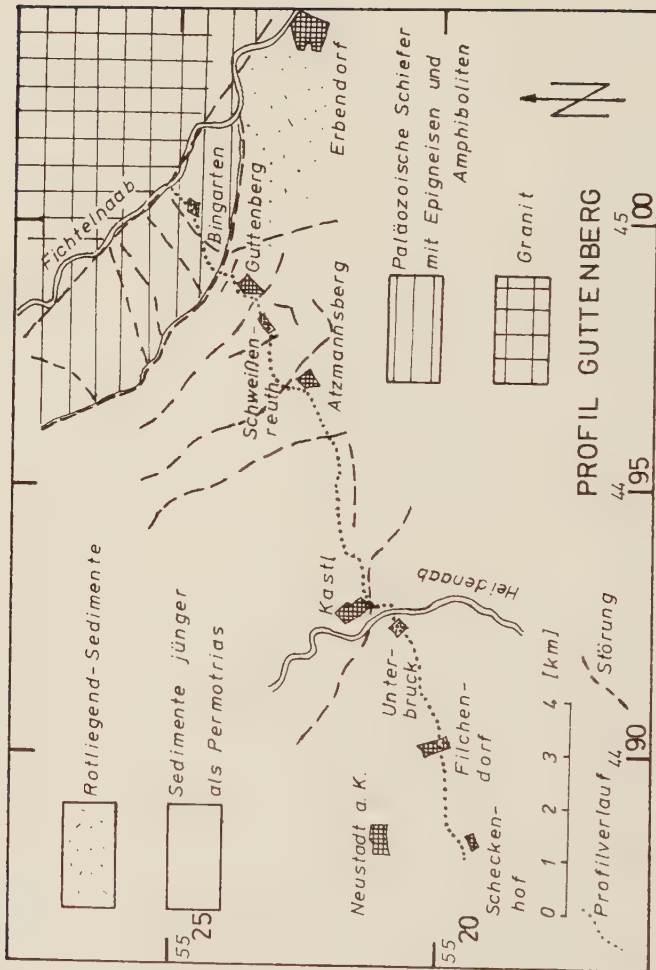


Abb. 32: Verlauf von Profil Guttentberg

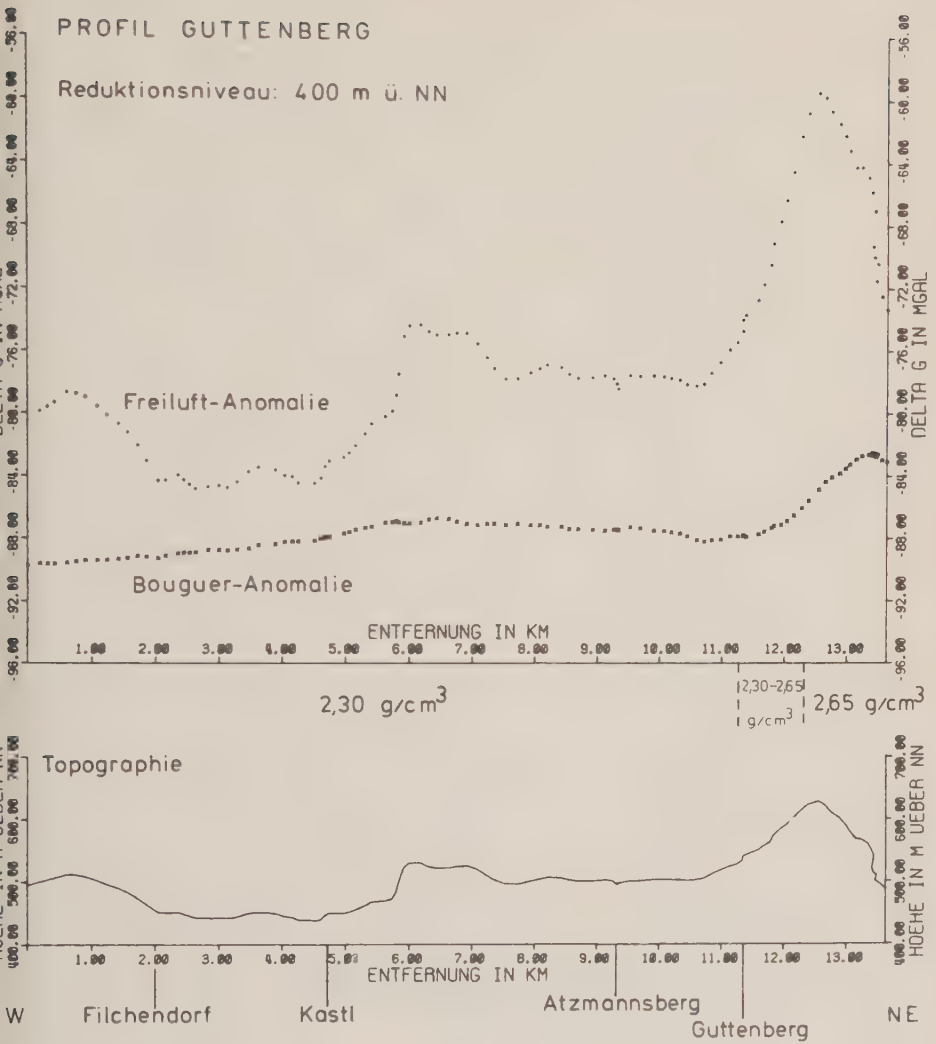


Abb. 33: Schwere-Anomalien und Topographie Profil Gutenberg

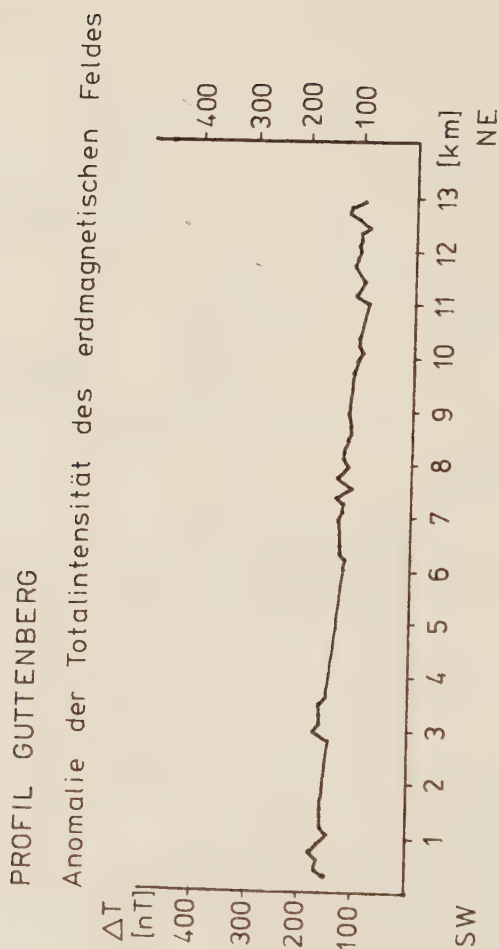


Abb. 34: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes Profil Guttenberg

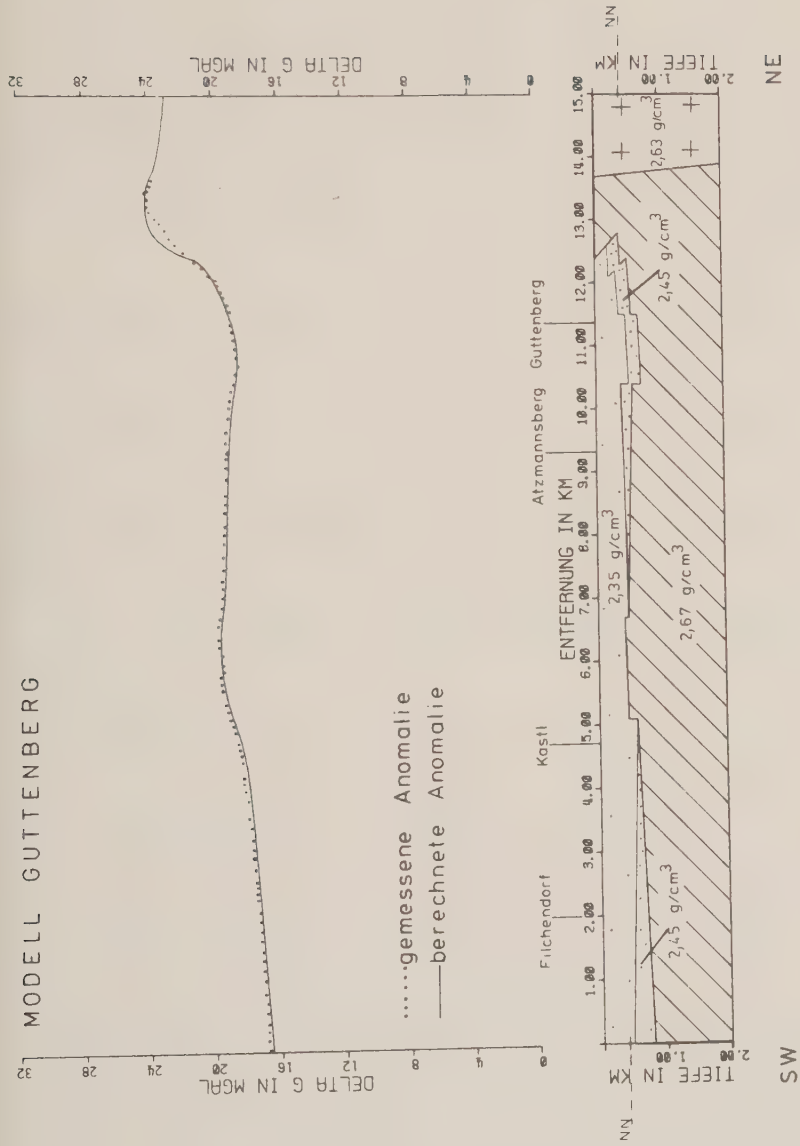


Abb. 35: Modell Guttenberg

des Grundgebirges mit $2,67 \text{ g/cm}^3$ angenommen.

Das Granitmassiv östlich der Fichtelnaab-Störung wurde noch in das Modell miteinbezogen, obwohl es nicht mehr durch die Messungen erfaßt ist, da es die Anomalie etwas drückt mit seiner geringeren Dichte von $2,63 \text{ g/cm}^3$ (in Anlehnung an die Granite in den Gebieten der vorausgehend behandelten Profile). Die Abweichungen der modellmäßig ermittelten Anomalie von der gemessenen im Bereich um km 13 dürfte auf Dichtevariationen in den steilgestellten Schuppenzonen der ordovicischen Schiefer zurückgeführt werden.

4.5. Profil Muckenreuth

4.5.1. Beschreibung des Profilverlaufs

Die Schweremessungen für Profil Muckenreuth wurden zunächst bei 3 Höhenfestpunkten an Brücken der Autobahn Berlin - München südwestlich von Emtmannsberg durchgeführt (Abb. 36). Der Anfang des geschlossenen Profilverlaufs liegt dann bei Emtmannsberg, wenige hundert Meter vor der Creußener Störungszone. Zur besseren Erfassung dieses Störungssystems wäre ein noch weiter im SW gelegener Anfang des geschlossenen Profils günstiger gewesen, jedoch ließ dies die Unzugänglichkeit des Geländes (steiler Abfall ins Tal des Roten Mains) nicht zu. Bis nach Emtmannsberg reicht die westliche Randscholle des Creußener Grabens, die noch zur Ostflanke der Frankenalbmulde gehört. Sie bricht an einer Störungszone, die aus einem wirren Schollenmosaik besteht, zum Creußener Graben ab, so daß im W zunächst Schichten des Mittleren und Unteren Keupers anstehen, am Abbruch zum Graben Muschelkalk- und Buntsandstein-Sedimente offengelegt werden - Emtmannsberg liegt auf einer gekippten Muschelkalkscholle- und im Graben schließlich Gesteine des Höheren Keupers den anstehenden Untergrund bilden. Die Creußener Störung wird mit zur Kirchenthumbacher Linie gezählt. Das Profil überquert den Graben bei Troschenreuth - Würnsreuth; östlich Troschenreuth wird noch eine kleine Störung im Ölschnitztal vermutet. Den eigentlichen Ostrand des Grabens bildet dann die Frankenberger Linie (im betrachteten Gebiet als Birk-Eschenbacher Verwerfung), die etwas westlich von Würnsreuth verläuft

(siehe auch Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6135 Creußen).

Auf dem weiteren Profilverlauf über Döberschütz und Fischbach werden dann ältere Schichten zunehmend herausgehoben, zum Teil an kleineren Störungen, so daß nach den Keuper-Sedimenten an der Weidenberger Störung (bei Fischbach), die als Südende des NW-Astes der Fränkischen Linie gilt, Muschelkalk ansteht. Dieser ist im betrachteten Gebiet bereits teilweise marin ausgebildet, so daß Kalke, karbonatische Sandsteine und Dolomitbänke auftreten. Von hier bis nach Muckenreuth setzt sich der Anstieg des tieferen Untergrundes fort und es kommen nach den Muschelkalk-Gesteinen Sedimente des Buntsandsteins, der Permtrias und schließlich des Rotliegenden an die Oberfläche. Bei Muckenreuth wird der Rand des Alten Gebirges mit den hier vorliegenden ordovicischen Gesteinen (Quarzite, Phyllite, Tonschiefer) erreicht. Das Profilende liegt etwa 2 km nordöstlich von Muckenreuth.

Die Morphologie spiegelt entlang des Profils sehr schön die tektonischen Gegebenheiten wider (Abb. 37, unten): Das Gelände ist auf beiden Seiten des Creußener Grabens, dessen tiefste Stellen etwas unter 400 m ü. NN liegen, um fast 100 m höher und steigt allmählich bis zum Alten Gebirge auf über 650 m ü. NN an.

Die Länge von Profil Muckenreuth beträgt bei einer Projektion auf eine 60°E streichende Gerade 18 km; die Schwere wurde dabei an 150 Stationen und die Totalintensität des Erdmagnetfeldes an 104 Punkten gemessen. Magnetfeldmessungen wurden erst ab km 6,8 ausgeführt.

4.5.2. Beschreibung der Anomalien

Das Niveau der Bouguer-Anomalie liegt bei den ersten drei Höhenfestpunkten um ca. 4 mgal niedriger als am westlichen Rand des Creußener Grabens bei km 5 (Abb. 37). Der Abbruch zum Graben an der Creußener Störungszone zeigt sich in einem raschen Abfall der Bouguer-Werte um etwa 1,5 mgal. Ab km 7 steigt die Schwere-Anomalie unter geringen Schwankungen allmählich wieder an; sie zeigt vor km 11 wie auch nach km 12

auf kurze Strecken ein rascheres Anwachsen der Schwerewerte, was durch die beiden Störungen zwischen Döberschütz und Weidenberg bedingt sein dürfte, und liegt am Profilende insgesamt um ca. 15 mgal höher als am Profilanfang. Das Anstehen des Grundgebirges ab etwa km 16,4 macht sich in der Bouguer-Anomalie kaum bemerkbar.

Das Reduktionsniveau ist für Profil Muckenreuth bei 400 m ü. NN. Die Reduktionsdichte beträgt im Sedimentvorland für die Keuper-Schichten (Überwiegend Letten, feinkörniger Sandstein und Arkosen) $2,30 \text{ g/cm}^3$; ab km 13,6 wurde gemäß dem Auftauchen der dichtereren Gesteine vom Muschelkalk bis zum Rotliegenden und schließlich der ordovicischen Schiefer bei km 16,4 die Reduktionsdichte stufenweise auf $2,65 \text{ g/cm}^3$ erhöht.

Bedeutende topographische Reduktionen waren auf Profil Muckenreuth am Profilanfang im Creußener Graben bis 0,4 mgal und am Profilende am Aufstieg ins Gebirge, der in einem Tal verlief, bis 0,9 mgal nötig.

In der Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes läßt sich keine Korrelation zum allmählichen Auftauchen des Grundgebirges erkennen (Abb. 38). Sie weist auf dem ganzen Profil kurzwellige, lokale Schwankungen bis 60 nT auf, behält aber insgesamt in etwa ihr mittleres Niveau bei; es könnte allenfalls ein geringer, gleichmäßiger Abfall der Größenordnung 30 nT von SW nach NE festgestellt werden.

4.5.3. Diskussion des Störkörper-Modells

Das Störkörper-Modell zu Profil Muckenreuth ist in Abb. 39 dargestellt. Randwerte für die Mächtigkeiten des Oberbaus, also der Trias-Sedimente, sind bis etwa km 6 den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6135 Creußen entnommen; diese betragen am Profilanfang ca. 850 m und nehmen bis km 3 auf ca. 750 m ab. Von hier steigt die Grenze zu den tiefergelegenen Schichten des Zwischenbaus stark an und die Trias-Sedimente haben vor der Creußener Störung nur noch eine Mächtigkeit von 400 m; sie nehmen dann nach der Verwerfung, die als senkrecht stehend mit einer Sprunghöhe von 300 m angenommen wurde, wieder auf

700 m zu. Die lokale Anomalie am Westrand des Creußener Grabens nach km 5 ist auf die anstehende, abgekippte Muschelkalk-Scholle bei Emtmannsberg zurückzuführen. Sie weicht von der berechneten Störkörper-Anomalie um etwa 1 mgal ab, da im Modell die Muschelkalk-Gesteine mit Dichten, die sicher höher sind als die angenommene Durchschnittsdichte von $2,35 \text{ g/cm}^3$ für die Trias-Sedimente, nicht eigens berücksichtigt wurden.

Randwerte für die Triasmächtigkeiten auf dem übrigen Profil konnten Arbeiten von H. STEINLEIN (1953), M. FÜRST (1954) und der Bearbeitung von Bohrungen bei Seybothenreuth von B. v. FREYBERG (1966) entnommen werden.

Den östlichen Rand des Creußener Grabens bilden im Modell zwei Störungen bei km 6,7 mit einer Sprunghöhe von 150 m und bei km 7,4 mit einem Verwerfungsbetrag von 70 m; letztere kann der Frankenberger Linie zugerechnet werden, die in diesem Gebiet allmählich ausklingt. Der Untergrund steigt im weiteren zunehmend an, so daß die Triasmächtigkeiten von km 7,4 mit 480 m nach km 10 auf 430 m abnehmen. Bei km 10,5 wird eine Scholle, die nach NE leicht abgekippt erscheint, um 250 m angehoben. Für die Weidenberger Störung bei km 12 ergibt sich eine Sprunghöhe von 150 m. An den beiden letztgenannten Störungen werden allmählich Muschelkalk-Schichten an die Oberfläche gehoben, so daß hier wiederum berücksichtigt werden muß, daß sich die gemessene Anomalie von der mit der Durchschnittsdichte von $2,35 \text{ g/cm}^3$ berechneten durch etwas höhere Schwerewerte abheben kann. In tektonischen Karten wird westlich von Würnsreuth, im Profil bei km 9, noch die Lage der Stockauer Störung angegeben. In der Bouguer-Anomalie zeichnet sich hier auch eine geringe Depression ab, allerdings war hier im Gelände sumpfiger Boden vorzufinden, der sich erfahrungsgemäß durch etwas niedrigere Schwerewerte abzeichnet; daher wurde diese Verwerfung im Modell nicht berücksichtigt.

Die Störungen wurden alle als vertikal angenommen, da sich aus der gemessenen Anomalie nur vermuten läßt, daß sie steil stehen, allerdings ein genauer Einfallswinkel nicht ermittelt werden kann.

Bei der Annahme eines Parallelverlaufs der Schichtgrenzen von Überbau und Zwischenbau bzw. Zwischenbau und Unterbau ergibt

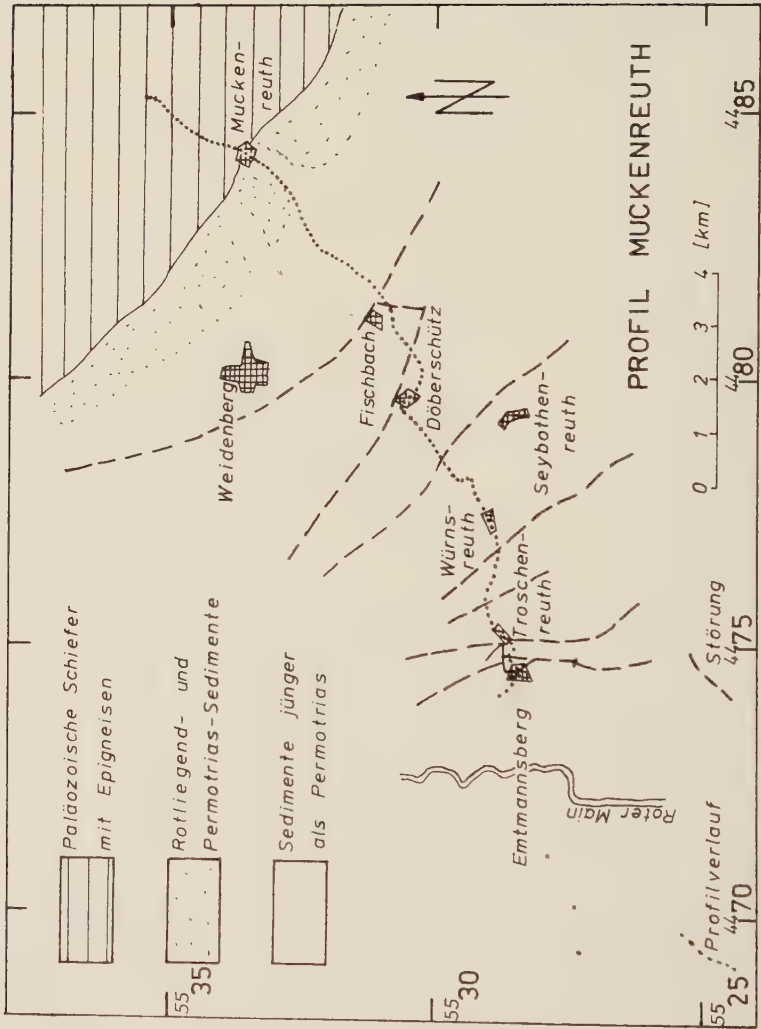


Abb. 36: Verlauf von Profil Muckenreuth

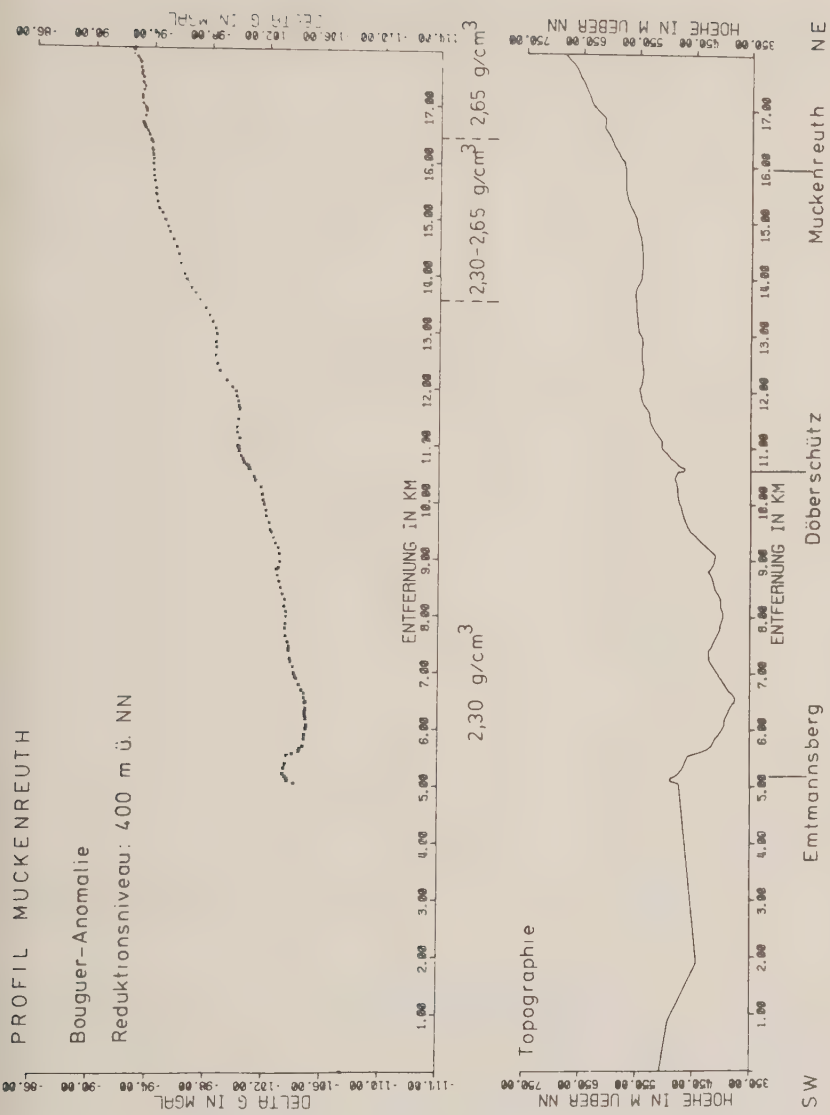


Abb. 37: Bouguer-Anomalie und Topographie Profil Muckenreuth

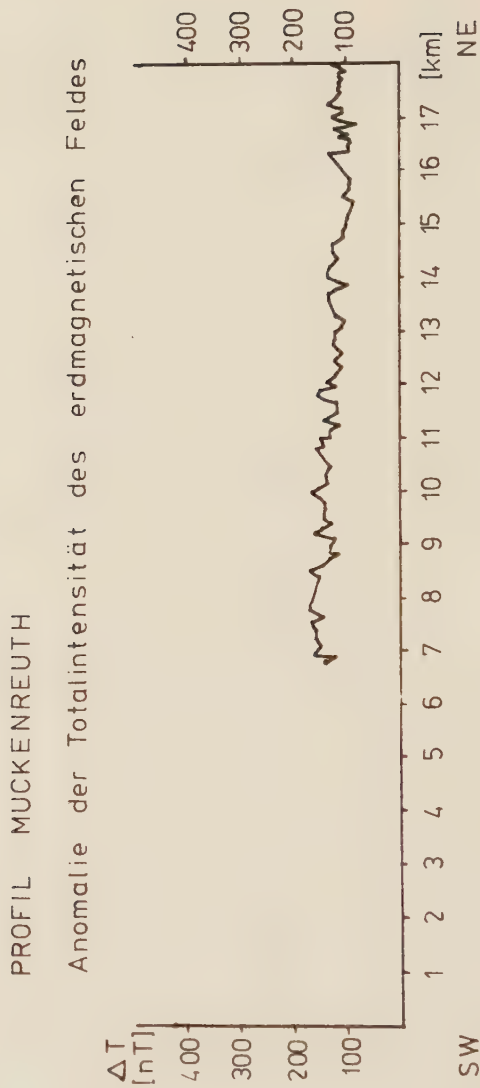


Abb. 36: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes Profil Muckenreuth

MODELL MUCKENREUTH

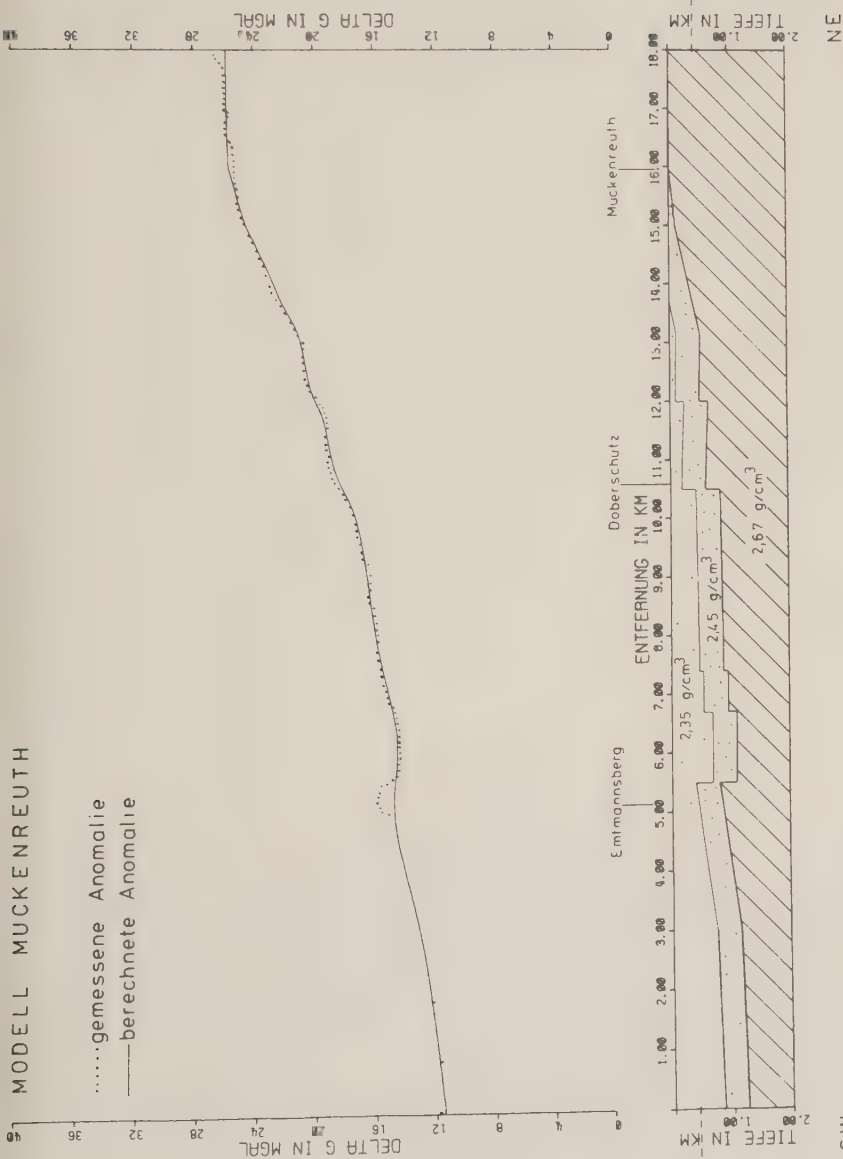


Abb. 39: Modell Muckenreuth

SW

sich eine Mächtigkeit der Rotliegend- plus Permtrias-Sedimente von 400 m bei einer mittleren Dichte von $2,45 \text{ g/cm}^3$. Diese Perm-Sedimente stehen etwa ab km 14 an der Oberfläche an. Die Dichte des Grundgebirges (ordovicische Schiefer) wurde aufgrund der Bestimmung an Handstücken (Tab. 1) und der Zuhilfenahme von Ergebnissen aus dem etwas nördlicher gelegenen Gebiet vor dem SE-Rand der Münchberger Gneismasse von K. PETERS (1974) mit $2,67 \text{ g/cm}^3$ in den Modellrechnungen angesetzt. Der Übergang des Grundgebirges an die Oberfläche vollzieht sich bruchlos, was auch von E. v. PRUSCH (1939) aufgrund der ungestörten Lagerung des Rotliegenden vermutet wird. Die Mächtigkeit der Perm-Sedimente stimmt gut mit geologischen Ergebnissen überein, die in diesem Gebiet für das Rotliegende (Oberrotliegendes mit Sanden, verfestigten sandigen, geröllführenden Tonen, Arkosensandsteinen) 200 - 300 m angeben, das in seinem Liegenden mit $22 - 25^\circ$ vom Alten Gebirge wegfällt, und für die Permtriassischen Grenzschichten (geröllführende Sande mit dolomitischen Partien, feinstückige Fanglomerate) 70 - 90 m mit einer Neigung der Grenze zum Rotliegenden von $15 - 18^\circ$ (K. Goller, 1935; E. v. Prosch, 1939).

4.6. Profil Wirsberg

4.6.1. Beschreibung des Profilverlaufs

Der Anfang von Profil Wirsberg liegt ca. 1 km südwestlich von Thurnau am östlichen Rand der Fränkischen Alb (Abb. 40). Ab hier beginnen nach Westen die Jura-Schichten aufzusteigen, wobei das Profil noch auf Ablagerungen des Lias mit Sand- und Mergelsteinen trifft. Der weitere Profilverlauf nach NE erfolgt auf anstehenden Sedimenten des Mittleren und Höheren Keupers (Sandsteine, Letten); etwa 1,5 km vor dem Roten Main überquert es dabei die herzynisch streichende Döllnitz-Jösleiner Störungszone, die mit zur Motschenbacher Störung gezählt wird. Ihre größte Sprunghöhe wird in der Umgebung des Kreuzungspunktes mit dem Profil mit 150 m angegeben (Verwerfung Rhätsandstein gegen Coburger Bausandstein, K. Reul, 1953). Auf die Melkendorf-Brückleiner Störungszone trifft das Profil

ca. 2 km östlich des Roten Mains, die in diesem Bereich eine deutliche Überschiebung ($55 - 60^\circ$) mit einer Sprunghöhe von 50 m aufweist (Verwerfung Lehrbergschichten gegen Unteren Buntsandstein, K. Reul, 1953).

Bei Schwingen wird schließlich die bedeutende Kulmbach-Schwinger Störungszone erreicht, die nach K. REUL (1953) die "größte und mächtigste Störung des oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenlandes" darstellt. Sie bildet den Südwest-Abbruch des dem Alten Gebirge vorgelagerten Buntsandstein-Sattelzuges. An ihr werden nach den Keuper-Sedimenten Schichten des Buntsandsteins herausgehoben, wobei in der Störungszone nach Schwingen ein Muschelkalkstreifen in überkippter Lagerung ($50 - 75^\circ$ Einfallen nach NE, K. Reul, 1953) ausbeißt.

Der Buntsandstein-Sattelzug, ein aus NW von Kulmbach hereinziehender, sich nach SE verschmälernder Streifen, wird von der NW-SE streichenden Eichholzer Störung mit geringen Verwerfungsbeträgen durchzogen (an der Kreuzung mit dem Profil bei km 12,2 ca. 80 - 85 m, siehe Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 5935 Marktschorgast); er findet seine östliche Begrenzung in der Trebgaster Störung. Die Schichten des Buntsandsteins werden überwiegend aus wenig verfestigten Sand- und Lettenlagen, konglomeratischen Ablagerungen und fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen aufgebaut.

Die Trebgaster Störung kreuzt das Profil in Trebgast bei km 13,7; es verläuft danach ca. 2 km im Flußtal des Weißen Mains, unter dessen Schotter- und Lehmablagerungen Muschelkalk-Sedimente liegen (tonig-mergelige und mergelig-kalkige Gesteinslagen, dolomitische Mergel, Kalkbänke). Nach Schlömen bis zum Rand des Alten Gebirges bilden Keuperschichten das Anstehende (Letten mit dolomitischen und mergeligen Lagen, Tone, fein- bis grobkörnige Sandsteinbänke), die zum großen Teil von diluvialen Aufschüttungen überdeckt sind (kristalliner Schutt, lehmig-sandige Ablagerungen). Etwas nordwestlich von Wirsberg finden sich wenig verfestigte, konglomeratartige Schuttmassen von roter Farbe, die sehr wahrscheinlich dem Oberrotliegenden zuzuordnen sind (siehe Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach).

Bei Wirsberg wird der paläozoische Rahmen der Münchberger Gneismasse erreicht, der gegen das Sedimentvorland tektonisch durch

die Fränkische Linie abgegrenzt ist. Dabei verläuft das Profil zunächst ca. 1 km auf der Randschiefer-Serie, die sich hier in Wechsellagerung mit Diabastuff befindet, und trifft dann kurz nach Wirsberg bei etwa km 19,7 auf die Prasinit-Phyllit-Serie; zwischen km 20,4 und km 21,7 überquert es die Serie der Rand-amphibolite und tritt damit bei Cottenau in die Liegend-Serie der Münchberger Gneismasse ein (vergleiche auch Abb. 41).

Ab hier bis zum Profilende kurz hinter Gundlitz bilden Muscovit-Biotit-Gneise das Anstehende, in die Turmalin-Granat-Plagioklas-Gneise eingelagert sind. Die erwähnten, einzelnen Gesteins-Serien sind gegeneinander wieder tektonisch abgegrenzt.

Die Topographie entlang von Profil Wirsberg ist im Sedimentvorland relativ ruhig, nur das Tal des Roten Mains bei km 6 macht sich durch eine weitspannige Geländevertiefung bemerkbar (Abb. 42, unten); die beiden Geländeerhebungen bei km 9 und km 10 sind auf die verwitterungsresistenten Schichten des Muschelkalks zurückzuführen, die sich hier an der Kulmbach-Schwinger Störungszone in Überkippter Lagerung vorfinden. Sehr markant durch Höhenunterschiede von über 200 m hebt sich das Alte Gebirge vom Sedimentvorland ab.

Die Gesamtlänge des Profils Wirsberg beträgt bei einer Projektion auf eine 57° E streichende Gerade 24,4 km, die Anzahl der gravimetrisch vermessenen Punkte 191, der magnetisch vermessenen Stationen 71.

4.6.2. Beschreibung der Anomalien

Die Bouguer-Anomalie von Profil Wirsberg zeigt am südwestlichen Anfangsabschnitt bis km 8 ein ziemlich gleichbleibendes Niveau und steigt dann bis km 12 im Bereich der Kulmbach-Schwinger Störungszone allmählich um fast 5 mgal an (Abb. 42). Die sich um über 0,5 mgal von der Anomalie abhebenden Bouguer-Werte bei km 10 finden ihre Erklärung in den steil aufgerichteten Muschelkalk-Schichten, welche sich durch eine bedeutend höhere Gesteinsdichte von den übrigen Sedimenten unterscheiden. Auf dem Buntsandstein-Sattelzug zeigt die Anomalie in etwa gleichbleibende Schwerewerte. Der rasche Abfall bei km 13,4 um ca. 0,8 mgal ist sehr wahrscheinlich nicht nur auf die hier angetroffene Trebgaster

Störung, sondern auch auf die geringer dichten Ablagerungen im Tal des Weißen Mains zurückzuführen. Nach Verlassen dieses Fluß-tals bei km 16 wachsen die Bouguer-Werte wieder leicht an. Der Aufstieg des Grundgebirges an der Fränkischen Linie ruft einen steilen Anstieg der Anomalie um über 20 mgal hervor. Am Profilende fällt die Bouguer-Anomalie in der Liegendserie der Münchberger Gneismasse im Mittel wieder leicht ab.

Das Reduktionsniveau war für Profil Wirsberg in Anlehnung an die übrigen Profile bei 400 m ü. NN; die mittlere Reduktionsdichte betrug für das Sedimentvorland $2,30 \text{ g/cm}^3$, wurde am Gebirgsrand zwischen km 19,1 und km 20,6 entsprechend dem Erreichen der Rand-schiefer-Serie, der Prasinit-Phyllit-Serie und schließlich der Randamphibolite stufenweise auf $3,00 \text{ g/cm}^3$ erhöht. Mit dem Eintritt in die Liegend-Serie der Münchberger Gneismasse, die der Serie der Randamphibolite flach auflagert, wurde zwischen km 21,8 und km 23 die Reduktionsdichte auf $2,70 \text{ g/cm}^3$ allmählich herab-gesetzt.

Erwähnenswerte topographische Reduktionen waren bei der Berechnung dieser Bouguer-Anomalie im Trebgasttal zwischen km 12,5 und km 13,7 bis zu 0,9 mgal und am Westrand des Alten Gebirges bei Wirsberg bis zu 1 mgal nötig.

Die Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes zeigt wieder einen im Mittel von SW nach NE leicht abfallenden Verlauf (Abb. 43); es läßt sich daraus kein eindeutiger Zusammenhang zur Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche entnehmen. Erstaunlicherweise zeichnen sich auch die Randamphibolite nur in einer sehr geringen, lokalen Anomalie von kaum 50 nT ab. Auf Profil Wirsberg ergaben sich durch die Streufelder in der Umgebung von Ortschaften wieder große Lücken in der Aufzeichnung der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes, so am Profilanfang zwischen km 5,5 und km 6,4, von km 6,6 bis km 7,8, von km 9,1 bis km 11,2 (Schwingen - Lindau), km 12,6 bis km 14,3 (Trebgast), zwischen km 14,6 und km 15,9 (Schlömen, nahegelegene Bahnlinie) und von km 16,3 bis km 19,7 (Neuenmarkt bis Wirsberg).

4.6.3. Diskussion des Störkörper-Modells

Randwerte für die Mächtigkeiten des Oberbaus konnten im Modell Wirsberg (Abb. 44) wiederum geologischen Arbeiten entnommen werden (K. Reul, 1953; Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach, und Blatt Nr. 5935 Marktschorgast). Damit ergibt sich im Sedimentvorland des Alten Gebirges am Profilanfang eine Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche von 1250 m, der Zwischenbau, also Rotliegend- und Permotrias-Sedimente, erhält für das ganze Modell eine Mächtigkeit von 400 m. Die Dichte der paläozoischen Schiefer wurde unter dem Sedimentvorland in Anlehnung an die weiter südlich gelegenen Modelle mit $2,67 \text{ g/cm}^3$ angenommen, die des Zwischenbaus mit $2,45 \text{ g/cm}^3$, während für die Trias-Sedimente eine mittlere Gesteinsdichte von $2,35 \text{ g/cm}^3$ verwendet wurde.

Das Grundgebirge wird bei km 5 an der Döllnitz-Jösleiner Störung aus einer Tiefe von 1250 m um 150 m auf 1100 m angehoben; einen entsprechenden Verwerfungsbetrag hat auch K. REUL (1953) in Profilnähe in den anstehenden Sedimentschichten festgestellt. Bis km 8 fällt nun die Grundgebirgsoberfläche leicht um 50 m ab und wird hier an der Melkendorf-Brückleiner Störung nochmals um 100 m angehoben. Der von K. REUL (1953) erschlossene Aufschiebungscharakter ließ sich der gemessenen Anomalie nicht entnehmen; ebenso gibt er eine etwas geringere Sprunghöhe von 50 m an. Die Oberfläche des Grundgebirges fällt nun bis km 9,3 nochmals um 50 m ab, um dann an der Kulmbach-Schwingener Störungszone bis km 10,5 um insgesamt 420 m angehoben zu werden. Die Störungszone wurde im Modell in drei Einzelstörungen zerlegt, für deren Lage und Sprunghöhen geologische Angaben über diesen gut bearbeiteten Bereich verwendet werden konnten. Diese einzelnen Verwerfungen lassen sich in der Anomalie kaum auflösen, zumal hier das Bild der gemessenen Schwere-Anomalie durch die mit hohen Gesteinsdichten (über $2,60 \text{ g/cm}^3$, siehe Tab. 1) in Überkippter Lagerung anstehenden Muschelkalk-Schichten sehr verwirrt wird; diese Tatsache äußert sich auch in der Abweichung der gemessenen von der berechneten Anomalie, da diese Muschelkalk-Sedimente im Modell nicht eigens berücksichtigt sind. Ähnliches gilt auch für den Profilanfang, wo die Bouguer-Werte der

gemessenen Anomalie am Rand der Frankenalb bereits steigende Tendenz aufweisen, was sehr wahrscheinlich auf die Jura-Gesteine mit Dichten höher als im Modell von $2,35 \text{ g/cm}^3$ zurückzuführen ist; daher ergeben sich Abweichungen der Modell- zur Bouguer-Anomalie, falls die in geologischen Arbeiten angegebene fast horizontale Schichtlagerung für das Modell eingesetzt wird.

Die östlichste Verwerfung der Kulmbach-Schwingerer Störungszone, die als ihre Hauptstörungslinie betrachtet werden kann, muß im Modell als Überschiebung gedeutet werden, wenn man ihre von Geologen kartierte Lage an der Oberfläche berücksichtigt. Dies steht voll in Übereinstimmung mit den erwähnten geologischen Arbeiten, die an der Hauptbruchlinie eine Lagerung der Muschelkalk-Schichten von $50 - 75^\circ$ überkippt nach NE und eine Gesamtsprunghöhe der Störungszone bei Schwingen von der Größenordnung 600 m erwähnen. Die horstartig angehobene Buntsandstein-Scholle zwischen km 10,5 und km 13,7 erscheint sattelförmig aufgebogen und findet ihre östliche Begrenzung in der Trebgaster Verwerfung, die im Modell steilstehend mit einer Sprunghöhe von 80 m angegeben ist. Geologische Kartierungen ergaben dafür in Profilnähe ebenfalls eine steilstehende Verwerfung mit einem Betrag von 50 m.

In Richtung auf das Alte Gebirge fallen nach km 13,7 die Sedimentschichten zunächst steiler, ab km 17 dann etwas flacher ein und erreichen (Oberbau plus Zwischenbau) am Gebirgsrand eine Gesamtmächtigkeit von 1100 m.

Es zeigt sich, daß die den Nordwestrand der Münchberger Gneismasse begleitende Zone der Prasinit-Phyllit-Serie, der Randschiefer und der Diabasformation (vergleiche Abb. 41), die zu einem Modellkörper der mittleren Dichte von $2,78 \text{ g/cm}^3$ zusammengefaßt wurde, sich noch über den Rand des anstehenden Grundgebirges ca. 2 km unter das Sedimentvorland hinauserstrecken muß. Dabei kann der Übergang zwischen dieser Zone und den westlich vorgelagerten, geringer dichten paläozoischen Schiefern durchaus etwas von der modellmäßigen Vorstellung abweichen, er muß jedoch etwa in dem Bereich um km 17 stattfinden.

Die Serie der Randamphibolite, die im Modell zwischen km 20,4 und km 21,9 an die Oberfläche kommen, fällt im Mittel mit ca. 30° unter die Gneismasse ein, wobei sie sich mit der Tiefe zunehmend verbreitert. Übereinstimmung damit zeigt u. a. eine

Arbeit von R. HOFFMANN (1956), der ein durchschnittliches Einfallen der Gneisüberschiebung am Norwestrand der Münchberger Gneismasse mit 30° annimmt. Nach einer mündlichen Mitteilung von K. ERNSTSON (1979) ergab die magnetische Vermessung von in der Randamphibolit-Serie eingelagerten Serpentinittkörpern in der Umgebung von Cottenau, also in unmittelbarer Profilnähe, ebenso ein mittleres Einfallen von etwas über 30° NE. Die Dichte der Amphibolite wurde im Modell mit $3,00 \text{ g/cm}^3$ angesetzt, die der Gneise der Liegendserie der Münchberger Gneismasse mit $2,70 \text{ g/cm}^3$. Für die Festlegung der Gesteinsdichten in diesem Modell fanden neben der eigenen Bestimmung an Handstücken (Tab. 1) auch Angaben von K. Peters (1974) Verwendung.

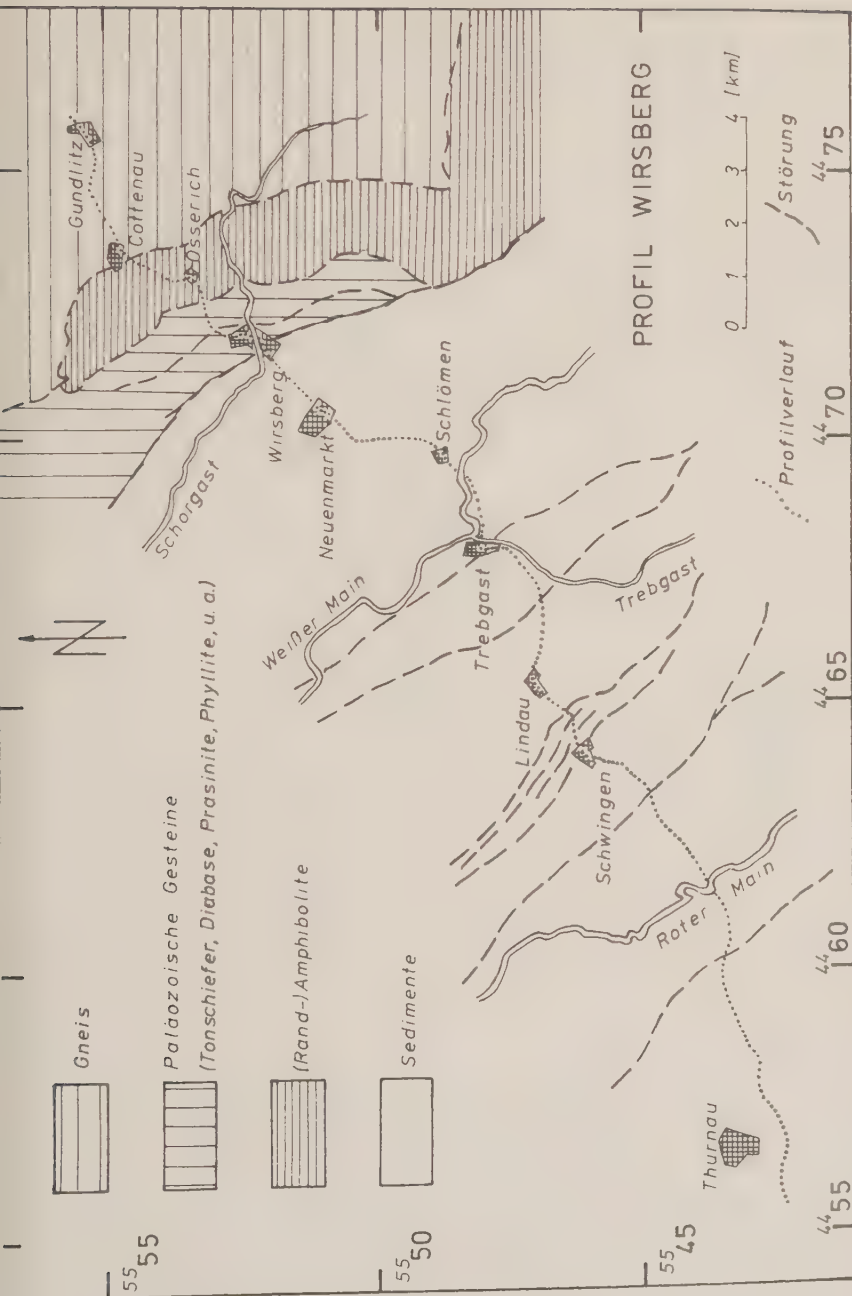


Abb. 40: Verlauf von Profil Wirsberg

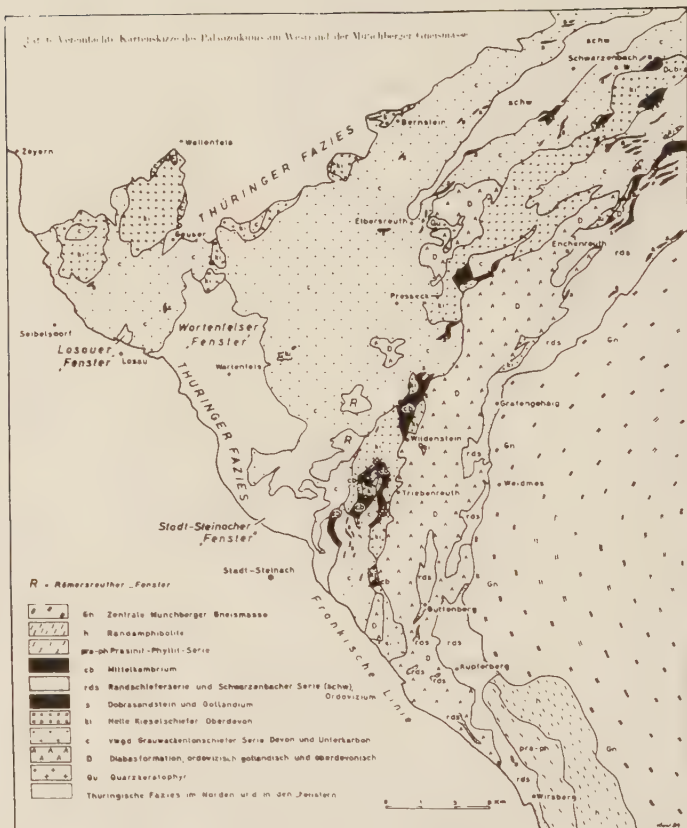


Abb. 41: Vereinfachte Kartenskizze des Paläozoikums am Westrand der Münchberger Gneismasse (aus Geologie von Bayern, A. Wurm, 1961)

PROFIL WIRSBERG

Bouguer-Anomalie

Reduktionsniveau: 400 m ü. NN

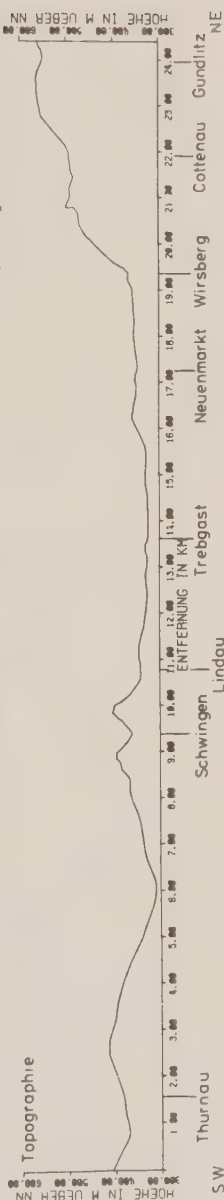
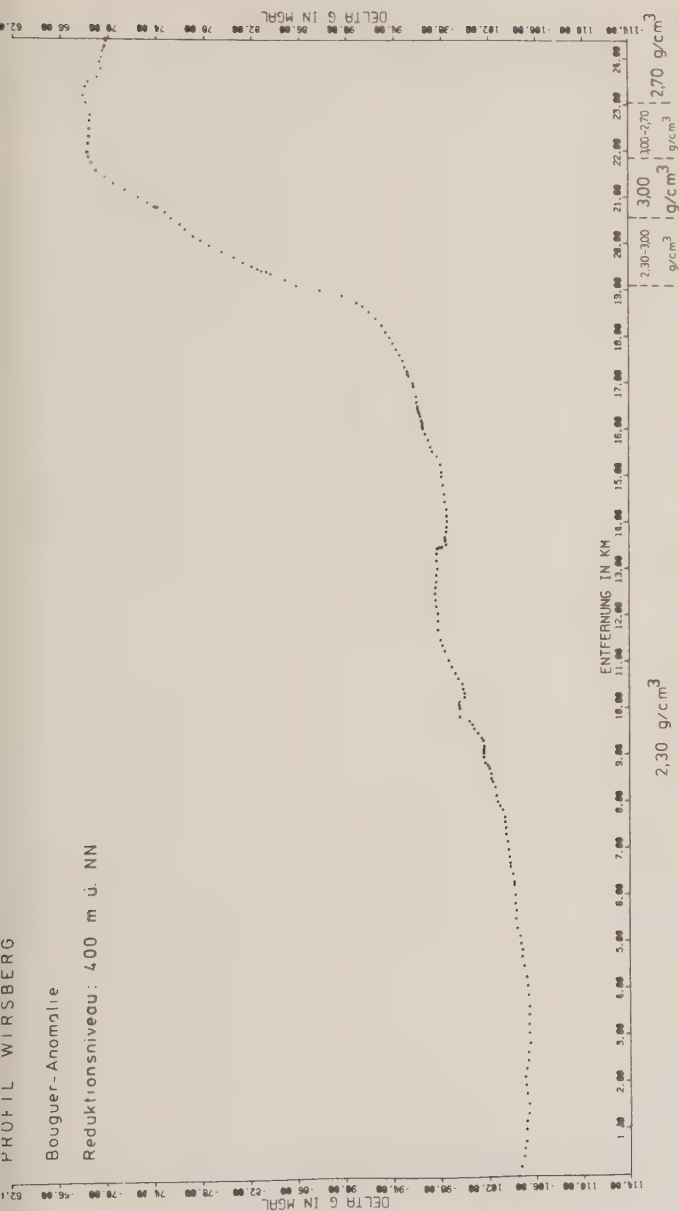


Abb. 42: Bouguer-Anomalie und Topographie Profil Wirsberg

PROFIL WIRSBERG

Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes

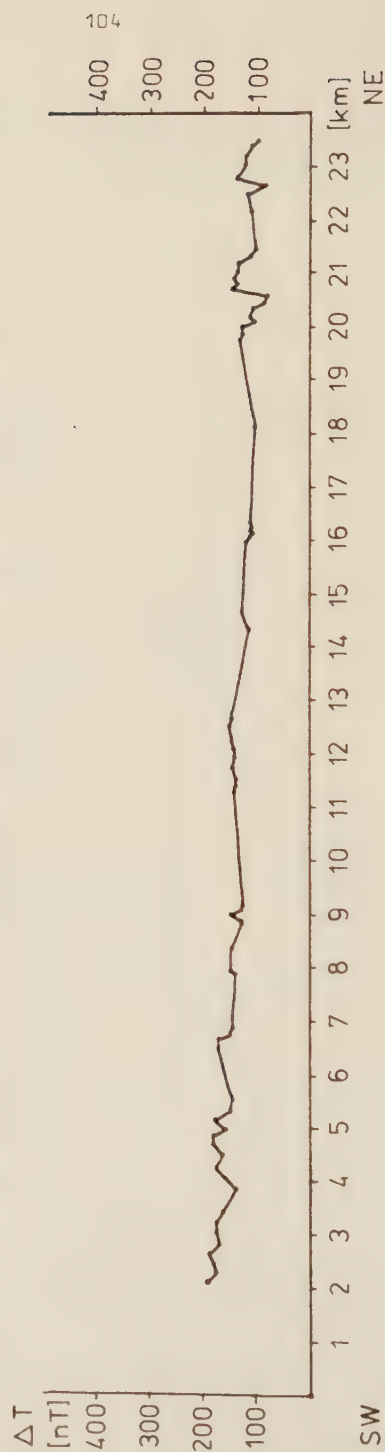


Abb. 43: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes Profil Wirzburg

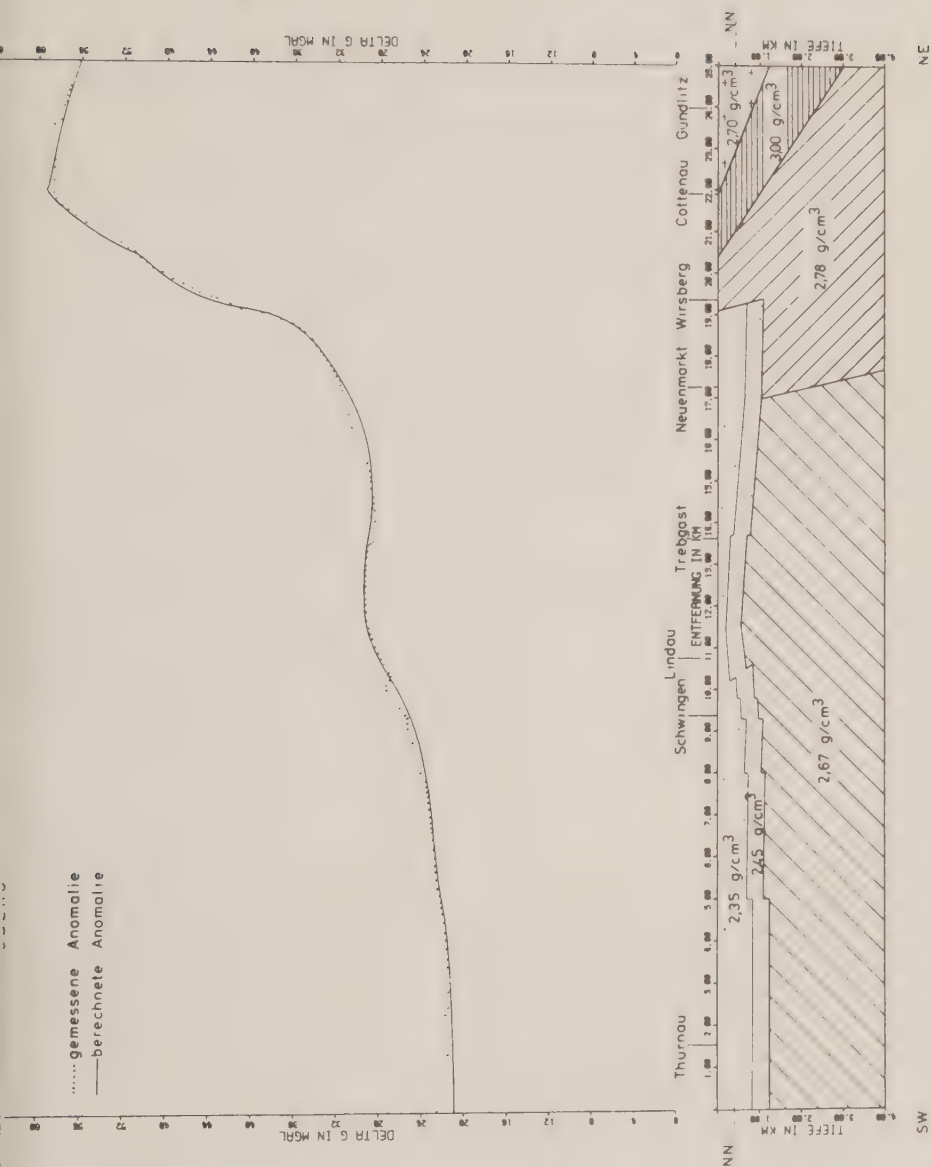


Abb. 44: Modell Wirsberg

5. Zusammenfassung

Im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Bruchschollenland wurde der Westabbruch der Böhmisches Einheit vorwiegend mit gravimetrischen Methoden entlang von sechs Profilen untersucht. Der Verlauf der Profile ist in etwa senkrecht zum Streichen der Bruchsysteme in diesem Gebiet ausgerichtet. Die Gesamtlänge der vermessenen Strecke beträgt ca. 126 km, wobei die Schwere an 1070 Punkten gemessen wurde; daraus ergibt sich ein mittlerer Punkt-Abstand von etwa 118 m. Die Bestimmung von Gesteinsdichten erfolgte durch Messung an Handstücken, die im Gelände entlang der Profile entnommen worden waren, und mit Hilfe des Nettleton-Verfahrens. An einer Rechenanlage wurden für alle Meßstationen die Bouguer-Anomalien errechnet.

Die Ermittlung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes entlang der Profile teils durch Geländemessungen, teils aus aeromagnetischen Karten zeigte, daß kaum Korrelationen zur Tiefenlage des Grundgebirges festzustellen sind. Die Magnetisierung der Gesteine des Grundgebirges unterscheidet sich also im Mittel kaum von derjenigen der Sedimente im Untersuchungsgebiet. Der sich allgemein abzeichnende, geringfügige Abfall der Magnetfeld-Anomalien von SW nach NE dürfte seine Erklärung in Strukturen der tieferen Erdkruste finden.

Die Interpretation der Bouguer-Anomalien war darauf ausgerichtet, Aussagen über Sprunghöhen und Charakter hinsichtlich Auf- bzw. Abschiebung der Verwerfungen, die Tiefenlage des Grundgebirges und damit die Mächtigkeit der auflagernden Sedimente, vor allem der des Rotliegenden, treffen zu können. Dazu wurden zweidimensionale Störkörper-Modelle erstellt, die in einer Zusammenschau in Abb. 45 dargestellt sind. Es zeigt sich, daß in der Bucht von Weiden Rotliegend- und Permtrias-Sedimente bis zu einer Mächtigkeit von über 2000 m abgelagert sind. Nach Nordwesten nimmt ihre Mächtigkeit zunehmend ab, so daß sie in der Höhe Eschenbach - Altenparkstein zwar noch ca. 1200 m beträgt, aber in dem Gebiet von Neustadt a. K. - Kemnath und nördlich bis zum Vorland der Münchberger Gneissmasse 400 m nicht mehr überschreitet. Die in diesem nördlicheren Gebiet aufgefundenen Perm-Sedimente rechnen die Geologen dem Oberrotliegenden und der Permtrias zu. Es

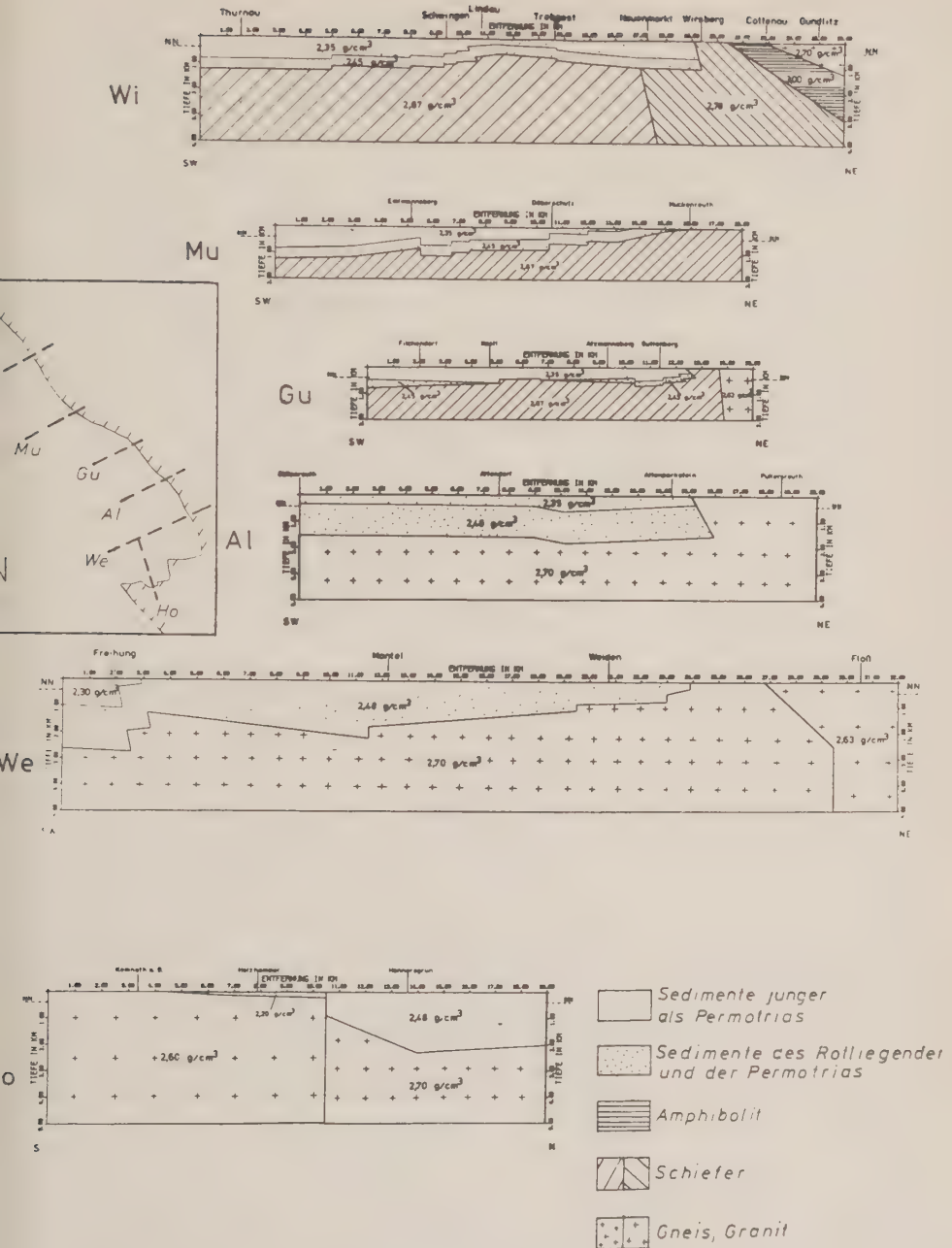


Abb. 45: Querschnitte durch das Oberfränkisch-Oberpfälzische Bruchschollenland

läßt sich also vermuten, daß die Süddeutsche Hauptschwelle (vergleiche Abb. 4) für das Unterrotliegende in das Untersuchungsgebiet fortgesetzt werden kann, ihre "Schwellennatur" hier aber im Oberrotliegenden verlor und von Sedimenten bedeckt wurde. Die Mächtigkeit der Trias-Sedimente im Vorland des anstehenden Grundgebirges nimmt dagegen von SE nach NW etwas zu (siehe auch Abb. 46).

Der Charakter der Störungen ließ sich nicht überall eindeutig feststellen; wo sich jedoch aus den Modell-Rechnungen Hinweise auf das Einfallen der Verwerfungsflächen ergaben, sprechen diese für Aufschiebungen, so an der Fränkischen Linie, an der Freihunger Störung und an der Kulmbacher Linie. Die tektonischen Störungen sind häufig als Staffelbrüche ausgebildet. Die bedeutendsten Sprunghöhen zeigen sich erwartungsgemäß an der Fränkischen Linie, so bei Weiden mit insgesamt über 800 m (ohne Altenstädter Störung), bei Altenparkstein mit über 1700 m, bei Wirsberg mit ca. 1200 m. Am nördlichen Ende des SE-Astes der Fränkischen Linie werden ihre Sprunghöhen allerdings geringer (600 - 700 m bei Guttenberg) und im Raum Weidenberg lagern die Sedimente nahezu ungestört dem anstehenden Grundgebirge auf. Dies liefert eine Bestätigung für die von B. SCHRÖDER (1965) vorgenommene Aufteilung in einen NW-Ast und einen SE-Ast der Fränkischen Linie. Im Sedimentvorland weisen die Störungssysteme an der Freihunger Linie (bei Freihung Mauerhof-Störung plus Freihunger Störung ca. 1450 m) und an der Kulmbacher Linie (bei Schwingen über 400 m) große Verwerfungsbeträge auf. Diese Ergebnisse bestätigen und verfeinern das von Geologen gegebene Bild vom westabbruch der Böhmisches Einheit im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Bruchschollenland, der sich an einer Anzahl von Störungen vollzieht, die den Untergrund in einzelne Schollen zerlegen, die zum Großteil nach Osten jeweils angehoben und teils gegeneinander verkippt vorliegen.

Der Westabbruch der
Böhmischen Einheit
im
Oberfränkisch-Oberpfälzischen
Bruchschollenland

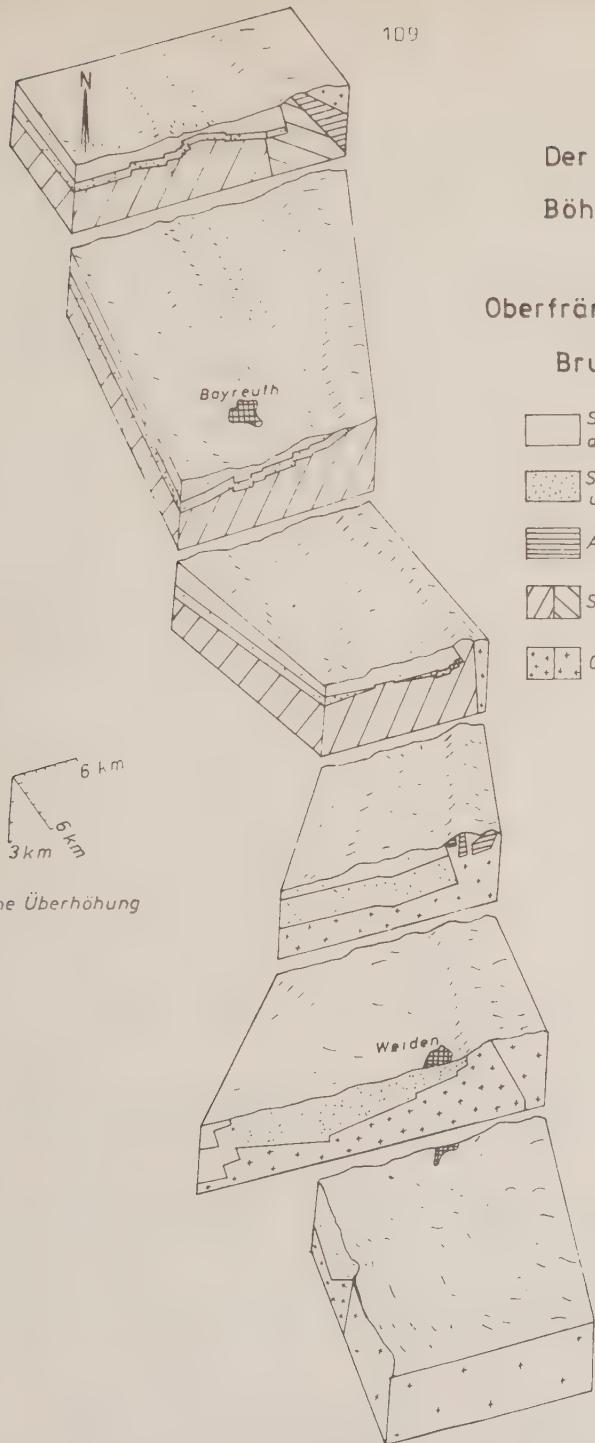


Abb. 46: Blockbild des Westabbruchs der Böhmischen Einheit
im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Bruchschollenland

Literaturverzeichnis

- AMMON, L.v. u. REIS, O.M.: Die Tiefbohrungen bei Röthenbach und Neunkirchen i. Opf. im Jahre 1911. - Geogn. Jh. 40, 1927, München 1927
- BADER, K.: Das magnetische Störfeld der Serpentinite am Südostrand der Münchberger Gneismasse und seine Interpretation. - Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft Nr. 72, München 1964
- BAUBERGER, W.; HAUNSCHILD, H.; SCHNEIDER, E.F.; TILLMANN, H.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6437 Hirschau, München 1960
- BAUBERGER, W. u. HAUNSCHILD, H.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6438 Schnaittenbach, München 1960
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. - Z. deutsch. geol. Ges. 108, 1956, Hannover 1956
- Bulletin d' Information 31, Herausg. Bureau Gravimetrique International, 1973
- CRAMER, P.: Perm. - Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 500 000, München 1964
- : Tektonik. - Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 500 000, München 1964
- DORN, P.: Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart 1960
- EMMERT, U.; HORSTIG, G.v.; WEINELT, W.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach, München 1960
- EMMERT, U. u. WEINELT, W.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 5935 Marktschorgast, München 1962
- ERNSTSON, K.: Mündliche Mitteilung, Institut für Geologie Würzburg, 1979
- FISCHER, G.: unveröffentl. Kopie einer Kartierung auf Blatt Nr. 6238 Parkstein, 1965
- FREYBERG, B.v.: Tektonik der fränkischen Alb und ihrer Umgebung. - Erlanger geol. Abh. 77, Erlangen 1969

- FREYBERG, B.v.: Die neuen Osterbrunnen-Bohrungen bei Wallenbrunn (Seybotheptreuth) östlich Bayreuth. - Geol. Bl. NO-Bayern 16, Erlangen 1966
- FUCHS, H. K.: Schweremessungen am Südwest-Rand der Böhmisches Masse und deren Interpretation. - Unveröffentl. Diplomarbeit am Inst. f. Allg. u. Angew. Geophys. d. L.-M. Univ. München, München 1977
- FÜHRER, F.: Die Anomalien der Schwere am Südwest-Rand des Bayerischen Waldes und ihre Interpretation. - Diss. am Inst. f. Allg. u. Angew. Geophys. d. L.-M. München, München 1976
- FÜRST, M.: Die Geologie des Creußener Höhenzuges und seiner Umgebung. Mit geologischer Spezialkarte 1 : 25 000. - Erlanger geol. Abh. 12, Erlangen 1954
- : Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6135 Creußen, München 1956
- GIESE, P.; PRODEHL, C.; STEIN, A.: Explosion Seismology in Central Europe. Berlin, Heidelberg, New York, 1976
- GOLLER, K.: Die Geologie des Gebietes von Weidenberg-Goldkronach. - Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F. 165, Berlin 1935
- HAUNSCHILD, H. u. SCHRÖDER, B.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6237 Grafenwöhr, München 1960
- HOFFMANN, R.: Zur Tektonik des Frankenwaldes. - Geologica Bavarica, Nr. 27, München 1956
- JUNG, K.: Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik. Leipzig 1961
- KÖNIGSWALD, G.H.R.v.: Das Rotliegende in der Weidener Bucht. - N. Jb. Mineral. u.s.w., Beil. 80. 61, 8, Stuttgart 1929
- KUHN, O.: Geologie von Bayern. München 1964
- PETERS, K.: Ergebnisse der Gravimetrie im Bereich der Münchberger Gneismasse und der Refraktionsseismik längs eines Profils über die Gneismasse. - Diss. am Inst. f. Allg. u. Angew. Geophys. d. L.-M. Univ. München, München 1974
- PLAUMANN, S.: Mündliche Mitteilung, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1979
- POHL, J.: unveröffentl. Rechenprogramm zur Ermittlung der Totalintensität des Magnetfeldes 2-dim. Körper, München 1973

- PROSCH, E.v.: Die Geologie des Gebietes von Kirchenpingarten
- Kemnath. - Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt 59, 1938,
Berlin 1939
- REUL, K.: Geologie des Kartenblattes Thurnau (Ofr.) 1 : 25 000.
- Erlanger geol. Abh. 6, Erlangen 1953
- SCHREYER, W.: Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum
östlich Tirschenreuth/Obpf., nachgewiesen durch phasen-
petrologische Analyse. - Geol. Rdsch. 55, Stuttgart 1965
- SCHRÖDER, B.: Stratigraphie und Tektonik vor der Fränkischen
Linie bei Kemnath - Pressath (Opf.) und die tektonische
Lage der Basalt-Durchbrüche. - Erlanger geol. Abh. 27,
Erlangen 1958
- : Gliederung und Lagerungsverhältnisse in der Randfazies der
Trias bei Weiden - Parkstein (Opf.). - Geol. Bl. NO-Bayern
13, Erlangen 1963
 - : Tektonik und Vulkanismus im Oberpfälzer Bruchschollenland
und fränkischen Grabfeld. - Erlanger geol. Abh. 60,
Erlangen 1965
 - : Die geologische Entwicklung des Vorlandes der Oberpfalz.
Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, Sonderband 26,
Heidelberg 1975
- SCHRÖDER, B. u. SIEGLING, M.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern,
1 : 25 000, Blatt Nr. 6137 Kemnath, München 1966
- SIMON, W.: Zur Erdgeschichte der Oberpfalz (Oberpfälzer Wald
und Ostbayerisches Bruchschollenland). - Zur Min. u. Geol.
d. Opf., Der Aufschluß, 16. Sonderheft, Heidelberg 1967
- STEINLEIN, H.: Der Buntsandstein am Westrand der Böhmisches
Masse. - Erlanger geol. Abh. 8, Erlangen 1953
- STETTNER, G.: Metamorphes Saxothuringikum Nordostbayerns.
- Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 500 000, München 1964
- : Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation.
- Geol. Rdsch. 60, Stuttgart 1971
 - : Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches
Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils in orogenen
Bewegungssystemen. - Z. dtsh. geol. Ges. 123, Hannover 1972
 - : Zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Oberpfälzer
Grundgebirges. - Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß,
Sonderband 26, Heidelberg 1975

- STRUNZ, H. u. MÜCKE, A.: Die variskischen Granite der nördlichen Oberpfalz. - Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, Sonderband 26, Heidelberg 1975
- SUESS, F. E.: Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deck-scholle. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 121 H. 10, Wien 1912
- TERRA, H.de: Die Umgebung von Erbdorf. - N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 51, Stuttgart 1925
- TALWANI, M.; WORZEL, J.L.; LANDISMAN, M.: Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. - J. of Geoph. Res. 64, 1959/1
- TILLMANN, H.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn, München 1958
- TILLMANN, H.; TREISS, W.; ZIEHR, H.: Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6537 Amberg, München 1963
- TROLL, G.: Bauformen und Gesteine im Moldanubikum des Regensburger und südlichen Oberpfälzer Waldes. - Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, Sonderband 26, Heidelberg 1975
- Veröffentlichungen des Geophysikalischen Observatoriums Fürstenfeldbruck der Ludwig-Maximilians Universität München, Serie A, Nr. 21: Ergebnisse der Beobachtungen am Erdmagnetischen Observatorium Fürstenfeldbruck im Jahre 1978. München 1979
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. - Beih. Geol. Jb. 42, Hannover 1960
- VOPPEL, D. u. WIENERT, K.: Die geomagnetische Vermessung der Bundesrepublik Deutschland, Epoche 1965.0. - Deutsche Hydrographische Zeitschr., Bd. 27, Heft 2, 1974
- WURM, A.: Die Grenze Moldanubikum/Saxothuringikum bei Erbdorf. - Z. deutsch. geol. Ges. 87, 1935
- : Geologie von Bayern I, Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. Berlin-Nikolassee 1961

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München unter der Betreuung meines hochgeschätzten Lehrers Prof. Dr. H. Soffel angefertigt. Für seine Unterstützung und die wertvollen Anregungen bei der Durchführung der angestellten Untersuchungen möchte ich ihm besonderen Dank zukommen lassen. Meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. G. Angenheister, der mich in freundlicher Bereitwilligkeit mit der Überlassung von Geräten und eines Arbeitsplatzes unterstützte, sei hierfür herzlich gedankt.

Bedanken möchte ich mich auch bei Herrn Dr. H. Miller für seine Hilfe bei der Bewältigung von Problemen mit der elektronischen Datenverarbeitung und bei Herrn Dr. J. Pohl für sein reges Interesse und die anregenden Diskussionen bei der Erstellung der Anomalien und deren Interpretation.

Meinen Dank möchte ich ferner allen meinen Kommilitonen und Mitarbeitern am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik aussprechen, die mir in selbstloser Weise ihre Hilfe bei der Durchführung der Messungen und bei der Bearbeitung der Meßergebnisse zukommen ließen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft gewährte eine wertvolle Unterstützung mit der Überlassung von finanziellen Mitteln und eines Fahrzeugs.

Lebenslauf

Ich, Hans Klaus Fuchs, wurde am 6.12.1949 als Sohn des Spenglermeisters Johann Fuchs und seiner Ehefrau Franziska, geb. Karl, in Sandizell-Schrobenhausen, Oberbayern, geboren.

Von 1956 bis 1960 besuchte ich in Schrobenhausen die Volksschule und anschließend dort das Mathematisch-Naturwissenschaftliche Gymnasium, wo ich 1969 mein Abitur ablegte.

Nach der Beendigung meines Grundwehrdienstes begann ich im WS 70/71 mein Studium an der Technischen Universität München im Fach Maschinenbau; im WS 71/72 wechselte ich zum Studienfach Physik über und legte darin im SS 74 die Diplomvorprüfung ab. Anschließend studierte ich Geophysik an der Ludwig-Maximilians Universität München und erwarb hierin mein Diplom im SS 77. Seitdem bin ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter von Prof. Dr. H. Soffel am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians Universität München beschäftigt und arbeite an der Anfertigung der vorliegenden Dissertation.

